Geologie des Bregenzer Waldes beiderseits der Bregenzer Ach in der Umgebung von Schoppernau

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt

von

HANS-BODO KALLIES

aus Küstrin

1962

Geologie des Bregenzer Waldes beiderseits der Bregenzer Ach in der Umgebung von Schoppernau

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt

von

Hans-Bodo Kallies

aus Küstrin

1. Gutachter: Professor Dr. M. Richter
2. Gutachter: Professor Dr. K. R. Mehnert

Tag der mündlichen Prüfung: 1. März 1958

Tag der Promotion: 28. Feb. 1962

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Veröffentlicht in Bd. **78** des Geologischen Jahrbuchs, herausgegeben von der Bundesanstalt für Bodenforschung und den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland.

Geol. Jb.	Band 78	S. 257—298, 4 Taf., 9 Abb.	Hannover / Dezember 1961

Geologie des Bregenzer Waldes beiderseits der Bregenzer Ach in der Umgebung von Schoppernau

Von Hans-Bodo Kallies*)

Mit Tafel 9—12 und 9 Abbildungen

Kurzfassung: Eine geologische Kartierung des Gebirges am Oberlauf der Bregenzer Ach im Hinteren Bregenzer Wald (Vorarlberg/Österr.) lieferte neue Ergebnisse aus Helvetikum, Flysch und Ostalpin. Beobachtungen über die Ausbildung und Verbreitung der helvetischen Argenfazies werden mitgeteilt. Sedimente, Fossilführung und Lagerungsformen der Feuerstätter Decke und des Südlichen Vorarlberger Flyschzuges werden beschrieben. Auf Vorkommen und Stellung der Randzone des Oberostalpin (Aroser Zone) wird ausführlich eingegangen. Es schließt sich eine Erläuterung des Baustils der nördlichen oberostalpinen Randschuppen an.

Abstract: Geological mapping of the mountains along the upper course of the river Bregenzer Ach in the forest back of Bregenz (Vorarlberg-Österreich) achieved new results from the Helvetianzone, the Flyschzone and the East Alpine (Ostalpin). Development and spread of the helvetian Argen facies are communicated. Sediments, fossil-content as well as form and position of the Feuerstätt thrust-sheet (nappe) and also of the southern Vorarlberg flysch ridge are described. Detailed attention is paid to occurrence and position of the marginal zone of the Upper East Alpine (Oberostalpin) — Arosa-Zone. This outline is joined by an explanation of the style of tectonics within the marginal thrust zone of the Upper East-Alpine (Oberostalpin).

Résumé: Le mappement géologique des montagnes le long du cours supérieur de la rivière «Bregenzer Ach» dans le forêt à l'autre côté de Bregenz (Vorarlberg-Österreich) a fourni des résultats nouvaux en ce qui concerne le helvetien, le flysch et la zone des Alpes autrichiennes du nord (Ostalpin). On a observé le développement et l'étendue de l'Argen faciès helvétien. Des sédiments, de l'occurrence des fossiles, et aussi des formes et des positions de la nappe de Feuerstätt et de la zone méridionale du flysch à Vorarlberg sont décrits. On rapporte en détail sur l'existance et la position de la zone marginale de la partie supérieure des Alpes autrichiennes du nord (Oberostalpin) — zone d'Arosa. En outre, on explique le style de la tectonique de ces charriages marginaux.

*) Anschrift des Autors: Dr. Hans-Bodo Kallies, Berlin-Charlottenburg, Kantstr. 128.

Inhalt

Vorwort 259
Einleitung 259
A. Helvetikum 261
I. Schichtfolge 261
1. Brisisandstein 262
2. Gamser Schichten 262
3. Twirrenschichten 262
4. Lochwaldschicht 262
5. Knollenschichten und Aubriggrünsand 262
6. Turriliten-(Kamm-)schicht 263
7. Argenfazies 263
8. Seewerkalk 263
9. Leistmergel 264
II. Tektonik des Helvetikum 265
B. Feuerstätter Decke 265
I. Schichtbestand 265
II. Die Überschiebung Flyschzone – Helvetikum 267
C. Südliche Vorarlberger Flyschzone (Üntschendecke) 268
I. Schichtfolge 269
1. Ofterschwanger Serie 269
2. Reiselsberger Sandstein 270
3. Piesenkopf-Serie 270
4. Planknerbrücke-Serie 271
5. Untere Fanóla-Serie 272
6. Obere Fanóla-Serie 272
II. Tektonik der Südlichen Vorarlberger Flyschzone (Üntschendecke) 273
D. Ostalpin 277
I. Aroser Zone 277
a) Schichtbestand 277
b) Tektonik der Aroser Zone 281
c) Zur großtektonischen Stellung der sogenannten Randzone der Oberostalpinen Decke 282
II. Gräshornschuppe 282
a) Schichtenfolge 283
1. Hauptdolomit 283
2. Rhät 283
3. Lias — Roter Liaskalk — Spatkalke — Liasfleckenmergel 283
4. Radiolarite (Callovien – Oxford) 285
5. Aptychenkalk (Malm) 285
6. Couches rouges 285
b) Tektonik der Gräshornschuppe 286
III. Zitterklapfen-Schuppe 288
IV. Die Muldenzone zwischen Hoher und Niederer Künzelspitze 289
a) Schichtenfolge 289
b) Tektonik der Muldenzone 289
V. Hochkünzel-Schuppe 290
E. Quartär 292
F. Zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse 293
Schrifttum 294

Vorwort

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit erhielt ich von meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Max Richter, Berlin, der mir im Jahre 1955 vorschlug, ein etwa 60 qkm großes Gebiet am Oberlauf der Bregenzer Ach im Hinteren Bregenzer Wald neu zu kartieren. Gemeinsame Geländebegehungen ermöglichten eine rasche Einarbeitung in die geologischen Verhältnisse. In vielen Diskussionen wurden die Probleme und die Wege zu ihrer Lösung erörtert. Für das freundliche Interesse an der Fertigstellung dieser Arbeit sei Herrn Professor Dr. Max Richter mein herzlichster Dank ausgesprochen.

Die geologische Feldarbeit konnte nur mit Hilfe der Mikropaläontologie zu brauchbaren Ergebnissen führen. Die Bestimmung zahlreicher Mikrofaunen wurde von Herrn Dr. Franz Bettenstaedt (Preußische Bergwerks- und Hütten-AG, Hannover) vorgenommen. In dieser Arbeit werden 17 Faunenbestimmungen angeführt. Die Entnahmepunkte der Schlämmproben sind auf der beigefügten geologischen Karte (Taf. 11) angegeben. Herrn Dr. F. Bettenstaedt gebührt für sein liebenswürdiges Entgegenkommen mein besonderer Dank[1]).

Die Kartierung wurde in den Sommermonaten der Jahre 1955, 1956 und 1957 im Maßstab 1 : 10 000 durchgeführt. Als topographische Unterlage dienten die Karte der Lechtaler Alpen 1 : 25 000, Blatt Klostertaler Alpen, herausgegeben vom Deutschen und Österreichischen Alpenverein, die Originalaufnahmesektion Nr. 5044/3 der Alten Österreichischen Landesaufnahme 1 : 25 000 sowie die Zumstein-Wanderkarte Nr. 4, Maßstab 1 : 50 000.

Die Nordgrenze des Kartierungsgebietes beginnt im Westen bei Argen und verläuft durch die bewaldeten Hänge südlich des Argenbaches zwischen Argen und Wieden. Sie quert die Bregenzer Ach bei Rehmen (östlich Au) und ist weiter durch die Linie Unter-, Oberdidamsalpe—Gerachsattel gegeben.

Der Westrand folgt dem langgestreckten Höhenzug: Am Lug, Pkt. 1914, Pkt. 2026; er ist im Süden durch drei markante Gipfel: Annalper Stecken, Grünes Gräshorn und Zitterklapfen festgelegt.

Der Ostrand ist zugleich die Grenze gegen das Kartiergebiet von P. Lange (1956). Sie fällt mit dem Grat zusammen, der sich zwischen Gerachsattel und Üntschenjoch erstreckt und mit bedeutenden Höhen (Steinmandl 1984 m, Grünhorn 2042 m, Güntli-Spitz 2064 m, Hinter-Üntschen-Spitze 2016 m) das Kleine Walsertal im Westen abriegelt.

Als südliche Begrenzungspunkte wurden von West nach Ost das Zitterklapfenmassiv, Pkt. 2225, das Glattjöchl, das Massiv der Hohen Künzelspitze, der Landsteg und der Alpeleskopf, ein Vorgipfel des Heiterberges, gewählt.

Einleitung

Am Aufbau des kartierten Gebirges sind die drei großtektonischen Baueinheiten des Hinteren Bregenzer Waldes beteiligt. Im Norden werden die Mittel- und Oberkreidesedimente der helvetischen Säntisdecke erfaßt, die auf dem Südflügel des Jura-

[1]) Die Mikrofaunen befinden sich in der paläontologischen Sammlung des Geologischen Instituts der Freien Universität Berlin — Probenserie 1955 — und im Archiv der Erdölabteilung der Preußischen Bergwerks- und Hütten-AG, Hannover — Probenserien 1956 und 1957.

gewölbes der Canisfluh von Au ausstreichen. Hier liegt zugleich die Kulmination der gewaltigen Aufsattelung der Säntisdecke, welche im Osten bei Oberstdorf im Allgäu unter die tektonisch höheren Einheiten abtaucht.

An das Helvetikum grenzt im Süden die Südliche Vorarlberger Flyschzone. Sie nimmt den größten Teil des Arbeitsgebietes ein. M. Richter (1956) hat für diese Einheit den Namen Üntschendecke (nach einem ihrer höchsten Gipfel) vorgeschlagen. Ihr Gesteinsverband läßt sich mit großer Ausstrichbreite von Liechtenstein über Vorarlberg bis nach Oberstdorf nachweisen.

Die schroffen Gipfel im Süden des Kartierungsgebietes gehören den nördlichsten Randschuppen der Oberostalpinen Decke an. Zwischen die genannten drei Decken schalten sich verschürfte Reste von selbständigen tektonischen Einheiten ein.

Über das bearbeitete Gebiet liegen mehrere geologische Karten vor. H. Mylius (1911) gab das Ergebnis einer Kartierung, die den helvetischen Anteil einschließt. Der Ostteil des Stirnrandes der Oberostalpinen Decke zwischen den Künzelspitzen und dem Heiterberg wurde von ihm 1909 aufgenommen. Eine Gliederung der Flyschzone war zu jener Zeit noch nicht möglich.

Eine Neukartierung des gesamten oberostalpinen Anteils erfolgte durch Th. Benzinger und O. Ampferer im Maßstab 1 : 25 000 (Ampferer & Benzinger 1932).

R. Oberhauser (1951) revidierte die zum Teil fehlerhafte Kartierung von Mylius (1911), nachdem, vor allem durch die Spezialarbeiten von A. Heim (1934), die Kenntnis der helvetischen Mittelkreide wesentlich erweitert worden war. Seine Kartierung im Maßstab 1 : 25 000 enthält bereits eine Gliederung der tiefen Flyschserien nach petrographischen Gesichtspunkten.

Das Flyschgebirge zwischen dem Ostrand des Arbeitsgebietes und der Bregenzer Ach wurde 1956 von I. Karstens im Maßstab 1 : 10 000 aufgenommen. Diese Kartierung konnte, in einigen Teilen überarbeitet, für die vorliegende Arbeit verwertet werden.

Die Literatur über die Flyschsedimente, ihre Gliederung, Tektonik und Herkunft, ist überaus reichhaltig. Es sind vor allem M. Richter und E. Kraus (Der nordalpine Kreideflysch I und II), die in eingehenden Spezialarbeiten und großtektonischen Übersichten die Klärung der geologischen Verhältnisse in Angriff nahmen und herbeiführten. Die Zugehörigkeit der Flyschzone des Allgäu und Bregenzer Waldes zum unterostalpinen Faziesbereich wurde von M. Richter bereits 1923 verfochten.

Aus der älteren Spezialliteratur über den Flysch des Hinteren Bregenzer Waldes ist vor allem eine Arbeit von E. Strobel (1930) zu nennen, der bereits die Wildflyschbildungen zu gliedern versucht. Er unterscheidet einen Unteren Wildflysch, eine Wildflyschkalkgruppe und darüber einen Oberen Wildflysch.

Im Gegensatz zu E. Kraus (1932), der die Südliche Vorarlberger Flyschzone in eine Sigiswanger und eine Oberstdorfer Decke aufteilt, kommt M. Blumenthal (1936) zu der Vorstellung einer stratigraphisch und tektonisch geschlossenen ultrahelvetischen Schubmasse. Die Wildflyschbildungen gehen ohne scharfe tektonische Trennung aus der helvetischen Oberkreide hervor.

Die Arbeit von R. Oberhauser (1951) steht noch unter dem Einfluß der Ansichten von E. Kraus (1932), wonach an der Basis der Planknerbrücke-Serie eine Deckenbahn anzunehmen ist.

Für die Klärung der geologischen Verhältnisse in der Südlichen Vorarlberger Flyschzone war die mikropaläontologische Untersuchung dreier Spezialprofile durch Allemann, Blaser & Nänny (1951) von großem Wert. Sie erbrachte den Beweis für die tektonische Einheitlichkeit der Flyschzone.

In Anlehnung an das von ihnen aufgestellte stratigraphische Profil führte P. Lange (1956) eine Flyschkartierung im Kleinen Walsertal durch. Die Ofterschwanger Schichten stehen nach ihm in normalem Verband mit den Junghansenschichten der Feuerstätter Decke. Diese Auffassung ist durch die Arbeit von M. Richter (1956) über die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone überholt.

Von den zahlreichen Arbeiten über den Rand der Oberostalpinen Decke im Hinteren Bregenzer Wald seien im folgenden nur die wichtigsten und für das Kartierungsgebiet maßgebenden aufgeführt:

Während H. Mylius (1909) den Schuppencharakter der tektonischen Randelemente betont, kommt Th. Benzinger (1929) zu der Auffassung eines enggepreßten Faltenbaues am Nordrand der Decke. Die Kenntnis der Rhät-, Jura- und Kreidesedimente wird durch eingehende Spezialprofile erweitert. Beide Forscher stimmen darin überein, daß der Hauptdolomit der Niederen Künzelspitze sich über die Bregenzer Ach nach Osten weiterverfolgen läßt. Die Randzonensedimente der Decke wurden weder auskartiert noch ihre Stellung im Bauplan der Ostalpen diskutiert.

Die stratigraphischen und tektonischen Probleme im Westteil des Kartierungsgebietes wurden bereits von J. Gubler (1927) und O. Ampferer (1931) behandelt, ohne indes befriedigend gelöst worden zu sein.

In einer wichtigen Arbeit von M. Blumenthal (1936) kamen die verschürften Randsedimente der Oberostalpinen Decke in Spezialprofilen erstmalig zur Darstellung. Blumenthal leitet sie aus dem oberostalpinen Faziesbereich ab. Die zwischen den Hauptdolomitmassiven des Zitterklapfens, Wilden Gräshorns und Annalper Steckens verkeilten jüngeren Sedimente werden als muldenförmige Bauteile der Schuppentektonik aufgefaßt.

Eine umfangreiche Arbeit von D. Richter (1957) bringt eine zusammenfassende Darstellung der Vorkommen, der Stratigraphie und Tektonik der Randzone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. Die Auffassung von der unterostalpinen Herkunft ihrer Gesteine (Aroser Zone) wurde von M. Richter (1937) schon frühzeitig vertreten.

Neuere Arbeiten über die Tektonik der Kalkalpen im Hinteren Bregenzer Wald (Richter, M. & Schönenberg, R. 1955; Richter, M. 1956) ergaben das Fehlen der Inntaldecke sowie den tektonischen Zusammenhang von Allgäu- und Lechtaldecke. Für das neubearbeitete Gebiet kann daher nur von einer einheitlichen Oberostalpinen Decke gesprochen werden.

A. Helvetikum

Bei der geologischen Bearbeitung des Südlichen Vorarlberger Flyschzuges erwies es sich als zweckmäßig, einen Streifen der nördlich angrenzenden helvetischen Gesteine in das Kartierungsgebiet einzubeziehen. Da eine Neukartierung durch R. Oberhauser (1951) im Maßstab 1 : 25 000 bereits vorliegt, seien die folgenden Ausführungen i. w. auf einige notwendige Ergänzungen beschränkt.

I. Schichtfolge

Die Schichtfolge der Mittleren Kreide gehört einem Faziesbereich an, für den von A. Heim (1934) der Begriff „Argenfazies" geprägt worden ist.

Über den Drusbergschichten des Barrême in normaler Ausbildung folgen am Didamskopf spätige mittelgraue Kalke mit Bankmächtigkeiten um 20 cm, die durch

schiefrige Zwischenlagen getrennt sind. Die Kalkbänke enthalten nördlich von Pkt. 1819 und südöstlich der Oberdidamsalpe Einlagerungen von quarzitischen Knauern. Die schrattig verwitternde, etwa 20 m mächtige Folge ist in Teilen glaukonitführend und stellt mit ihrem oft reichen Gehalt an Fossilbruchstücken eine Hangendentwicklung des im Aufnahmegebiet vermergelten Schrattenkalk-Komplexes dar. Ob die Abtrennung als „Grüntenschichten" in Anlehnung an A. Heim & O. Seitz (1934) gerechtfertigt ist, sei dahingestellt. Ihre genaue Altersstellung ist noch unsicher.

1. Brisisandstein

Im Bereiche östlich und südlich des Didamskopfes entwickelt sich aus dieser Folge ohne deutliche Diskontinuität der Brisisandstein (Ob. Apt) als typischer glaukonitreicher Quarzsandstein mit einer maximalen Mächtigkeit von 10 m. Er ließ sich im Aufnahmegebiet bis zur Mitteldidamsalpe feststellen. Westlich daran anschließend fehlt er, wahrscheinlich primär, im Schichtprofil der Mittleren Kreide.

2. Gamser Schichten

Bereits östlich der Mitteldidamsalpe stellt sich statt dessen im Liegenden des Brisisandsteins eine Sedimentfolge ein, die nach Westen zu stark anschwillt und auf Grund ihres petrographischen Charakters als Gamser Schichten bezeichnet wurde. Es handelt sich um dunkelgraue, glaukonitische, flaserige Sandkalke, die zum Hangenden hin in dunkle, sandige Mergelschiefer mit Glimmerschüppchen übergehen. Genaue Mächtigkeitsangaben werden durch die schlechten Aufschlußverhältnisse erschwert. Die Serie wurde von R. Oberhauser bereits der Argenfazies zugerechnet.

3. Twirrenschichten

Die Twirrenschichten des Albien sind östlich der Bregenzer Ach erstmalig in einem kleinen Aufschluß südlich Kälberboden nachweisbar. Sie bestehen aus wenigen Metern eines feinkörnigen, dunkelgrauen, bräunlich verwitternden Glaukonitsandkalks mit rostrot anwitternden Kluftflächen. Das Ober-Alb-Alter dieses in der Mittleren Kreide sehr verbreiteten Gesteinstyps ergibt sich aus der Überlagerung durch die etwa 50 cm mächtige untercenomane Lochwaldschicht, die im Aufnahmegebiet nur an dieser Stelle aufgeschlossen ist. Der Sandgehalt der Twirrenschichten kann gelegentlich zugunsten einer mehr kalkigen Entwicklung zurücktreten.

4. Lochwaldschicht

Die Lochwaldschicht ist ein grauer, bräunlich verwitternder Glaukonitsandkalk mit Einlagerungen von schwärzlichen Phosphoritknollen verschiedener Größe. Letztere wittern an der Oberfläche mit weißlicher Farbe leicht heraus. An Fossilresten fanden sich Zweischalerbruchstücke und Belemniten.

5. Knollenschichten und Aubriggrünsand

Die Fazies der Knollenschichten und des Aubriggrünsandes ist vor allem östlich der Mitteldidamsalpe verbreitet, wo die Südabdachung des Didamskopfes mit dem

Schichtfallen nahezu zusammenfällt. Zwischen Pkt. 1819 und dem Gerachsattel wird der Brisisandstein direkt von einer wenige Meter mächtigen, etwa 10 cm gebankten Folge von feinkörnigen, pyrithaltigen Glaukonitsandkalken überlagert, die mit mittelgrauen, schwach glaukonitischen Kalken in knollig-flaseriger Wechsellagerung stehen.

6. Turriliten-(Kamm-)schicht

Über diesen Sedimenten ist östlich der Bregenzer Ach an vielen Stellen die untercenomane Turriliten-(Kamm-)schicht zur Ablagerung gekommen. Petrographisch ist diese etwa 30 cm mächtige Kalkbank durch Einlagerung von Glaukonitkörnern in eine Seewerkalkmatrix charakterisiert.

7. Argenfazies

Die geschilderten Verhältnisse lassen erkennen, daß der Begriff der „Argenfazies" auf den Ostteil des Kartierungsgebietes nicht anwendbar ist. Nach A. Heim (Heim & Seitz 1934) ist diese Fazies durch überwiegende mächtige schwarze Schiefer gekennzeichnet, die den Drusbergschichten bzw. Schrattenkalkresten auflagern und im Hangenden zum Seewerkalk überleiten. In der weiteren Umgebung von Kälberboden können jedoch noch gut definierbare Schichtglieder der normalen helvetischen Fazies, wie Gamser Schichten, Brisisandstein, Twirrenschichten, Lochwald- und Kammschicht nachgewiesen werden.

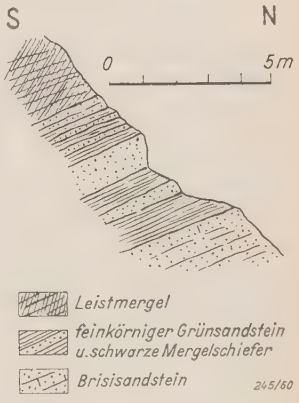


Abb. 1. Profil Brisisandstein-Leistmergel am Sünser Joch.

Der Schiefergault der „Argenfazies" ist erst westlich der Bregenzer Ach typisch ausgeprägt. Bei Wieden ist eine 30—40 m mächtige Serie grauschwarzer Mergel mit feinen Glimmerschüppchen und dunkler Verwitterungsfarbe aufgeschlossen, in deren hangenden Partien sich in zunehmendem Maße dunkelgraue, harte, bräunlich anwitternde Kalkbänke einschalten. Diese Folge wurde von Mylius (1911) zum Teil als Flysch kartiert. Sie ist bei der Typuslokalität Argen reich entwickelt und, wie sich durch Vergleichsbegehungen mit Herrn Prof. Dr. M. Richter feststellen ließ, schon am Sünser Joch 8 km weiter westlich sehr geringmächtig (s. Abb. 1).

8. Seewerkalk

Die oben erwähnte Mergel—Kalk-Folge wandelt sich durch allgemeine Aufhellung und Verkalkung der Mergellagen in einen hellgrauen, dichten, gutgebankten Kalk, den Seewerkalk, um. In der Übergangszone ist eine Fleckenkalkentwicklung festzustellen,

die sich schon östlich der Bregenzer Ach andeutet. Der Seewerkalk hat mit etwa 25 m seine größte Mächtigkeit zwischen Wieden und Kälberboden. Im Westen bei Argen sind nur wenige Meter Fleckenkalk in vermergelter Fazies entwickelt. Eine auffällige Reduktion der Schichtmächtigkeit setzt von Kälberboden nach Osten zu ein. Gelegentlich sind über den Kammschichten oder den Gesteinen des Alb nur dünne Kalkmergelzonen zu beobachten. Östlich Pkt. 1819 setzt die Seewerkalksedimentation an der Basis der Leistmergel ganz aus, doch ist hier eine lokale geringmächtige Kalkbildung in den höheren Leistmergeln zu erwähnen.

Rote und grüne Färbungen des Seewerkalkes und der Basislagen der Leistmergel sind im Osten des Kartierungsgebietes häufig. Das westlichste Vorkommen von buntem Seewerkalk liegt in einem Steinbruch an der Straße Schoppernau—Rehmen und ist hier auf eine 60 cm mächtige vermergelte Zone im sonst hellgrauen Kalk beschränkt.

Während im Bereich der Argenfazies und der maximalen Mächtigkeit die Kontinuität von Gault zu Seewerkalk und ein obercenomanes Alter des tieferen Seewerkalkes sicher sind, ist im Osten eine Diskontinuitätsfläche anzunehmen, die im Kartierungsgebiet von P. Lange (1956) durch Auflagerung der Leistmergel auf den Brisisandstein besonders deutlich wird. Das turone Alter des höheren Seewerkalkes wird durch reichliches Vorkommen von Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ bewiesen.

9. Leistmergel

Über dem Seewerkalk setzt mit konkordanter Auflagerung eine mächtige Mergelentwicklung ein, mit der die helvetische Schichtfolge abschließt. Sie wurde einheitlich als Leistmergel auskartiert. Westlich der Bregenzer Ach sind die Leistmergel durch den Deckenschub in ihrer Mächtigkeit zum Teil stark reduziert; sie fehlen zwischen Argen und Godlachen in einigen Aufschlüssen sogar völlig. Im Osten haben sie zwischen Gerachsattel und Breitenalpe mit über 50 m ihre größte Mächtigkeit und weiteste Verbreitung. Die Leistmergel werden im Hangenden von den Gesteinen der Feuerstätter Decke überlagert und zeigen die Deformationserscheinungen der Deckenbewegung (s. Kap. B, II). Darüber hinaus sind sie als Füllung einiger Spezialmulden des Helvetikum aufgeschlossen, so z. B. bei Godlachen und Kälberboden.

Die Leistmergel sind hellgraue, schlecht geschichtete, kalkreiche Mergel mit weißgrauer bis hellbräunlicher Verwitterungsfarbe. An ihrer Basis sind Einlagerungen von dünnen Kalkbänken vom Typus des Seewerkalkes häufig. Gute Spaltbarkeit nach den Schichtflächen und eine oft fleckige Entwicklung sind weitere Merkmale.

In Gebieten mit Spezialfaltung hat der Verwitterungsschutt durch Zusammenwirkung von s, s_1-Flächen und (oft rostrot anwitternden) Kluftflächen eckige, stengelige und dolchartige Formen. Die Erosion hat im Verbreitungsgebiet der Leistmergel eine hohe Wirksamkeit. Einebnungen und tiefe Tobelanrisse sind typisch.

Zwischen Gerachsattel und Pkt. 1819 liegen sie auf den Gesteinen des Unter-Cenoman (Knollenschichten).

Fossilführung:

Die Leistmergel sind überaus reich an Foraminiferen, die auf den Schichtflächen massenhaft herauswittern. Eine bei Argen entnommene Probe (Probe 1) lieferte folgende Formen:

Globotruncana lapparenti Brotzen,
Globigerina cretacea (Orbigny),
Ammodiscus sp.

Auf Grund des Fundes der erwähnten *Globotruncana* ergibt sich ein Alter von höherem Turon bis Unter-Campan.

II. Tektonik des Helvetikum

Westlich der Bregenzer Ach paßt sich der Verlauf der Deckenbahn der Üntschendecke der Gesamtlagerung der hangenden helvetischen Gesteine an. Bei einem mittleren Streichwert von 90° ist überall Südeinfallen zu beobachten. Nordvergente Spezialsättel des Seewerkalkes von kurzer streichender Erstreckung ließen sich westlich und östlich von Pkt. 1499 sowie östlich der Alpe Godlachen nachweisen. Der Sattel von Godlachen, dem eine Leistmergelmulde vorgelagert ist, geht an seinem östlichen Ende in eine Überschiebung über, wobei der Seewerkalk tektonisch auf wenige Meter reduziert wird. Ähnlich verhalten sich die beiden anderen Sattelelemente. Seewerkalklinsen in den Leistmergeln sind daher durchaus nicht nur sedimentär zu erklären. Oft wird eine tektonische Einschuppung vorliegen.

Östlich der Bregenzer Ach ergibt sich ein anderes tektonisches Bild. Die Faltenstrukturen des Helvetikum tauchen mit Streichwerten von 120 bis 140° unter die im wesentlichen ost—westlich verlaufende Überschiebung der Flyschdecke ab.

Bei Pkt. 1112 ist eine Aufsattelung des Seewerkalkes und des darunterliegenden Gault festzustellen, an die sich im Nordosten eine Leistmergelmulde anschließt. Im Bereich des Schrannebachs ist mit einer Aufschiebung auf die Leistmergel zu rechnen.

Der Sattel von Kälberboden wird vom Schrannebach in steilen Anrissen durchsägt. Die nordöstlich vorgelagerte Leistmergelmulde enthält eine Einschuppung von Seewerkalk.

Der flachen Aufwölbung im Bereich der Unterdidamsalpe folgt südwestlich der Mitteldidamsalpe eine Mulde mit steilem Südflügel und Seewerkalk im Kern. Die Muldenachse streicht 140° und schiebt mit 25° nach Südosten ein.

Die weitgespannte Schichttafel des südöstlichen Didamskopf-Plateaus streicht ohne ausgeprägte Schichtverbiegungen bis Pkt. 1819. Hier ist zunächst eine kleine Querdepression festzustellen, die von einer ausgeprägten Synklinale zwischen Hoch-Gerach und der Hochalpe gefolgt wird. Der weitere Verlauf der Strukturen nach Nordwesten wird von R. Oberhauser (1951) eingehend beschrieben.

Die kartierten Störungen lassen sich in ein südwest—nordost- und ein südost—nordwestgerichtetes System von Blattverschiebungen einordnen. Das erste System ist vorherrschend. Eine steil nordfallende, 100° streichende Abschiebung am Steilabsturz des Gault nordwestlich von Pkt. 1819 (s. Taf. 12, Prof. C—D) versetzt die rückwärtigen Leistmergel in eine bedeutend tiefere Lage. Sie wurde bereits von H. Mylius (1911) beschrieben.

B. Feuerstätter Decke

I. Schichtbestand

Die zwischen Säntis- und Üntschendecke erhaltenen Gesteine der Feuerstätter Decke sind verschürfte Reste eines ursprünglich viel reicheren Schichtbestandes. Ihre maximale Mächtigkeit wurde mit 250 m am Ostrand des Kartierungsgebietes bei Hoch-Gerach nachgewiesen. Sie verringert sich rasch nach Westen und erreicht westlich der

Bregenzer Ach nur noch Höchstwerte von 50 m. Die Feuerstätter Decke ist im Allgäu von H. P. Cornelius (1924, 1926) eingehend beschrieben worden. Ihr Schichtbestand wurde in neuester Zeit von M. Richter (1956 a) mit Hilfe der Mikropaläontologie gegliedert. Die Untersuchung der Gesteine im Aufnahmegebiet konnte wegen der starken tektonischen Reduktion der primären Mächtigkeit und der intensiven Beanspruchung der Gesteine nicht zu neuen Ergebnissen von allgemeiner Bedeutung führen.

Nach den Mikrofossilbestimmungen durch F. Bettenstaedt fällt die Sedimentation der aufgeschlossenen Schichtfolge ins Ober-Campan bis Unter-Eozän, so daß die Feuerstätter Decke hier lediglich durch die Oberen Junghansenschichten (M. Richter 1956 a) vertreten ist. Die Serie besteht im wesentlichen aus weichen, schwärzlichen Mergeln und grünen Schiefertonen mit Einlagerungen von feinkörnigen, blaßgrünen Glaukonitquarziten, mittel- bis grobkörnigen Brekzien, Sandkalken, Mergelschiefern und Konglomeraten mit kristallinen Komponenten. Die Brek-

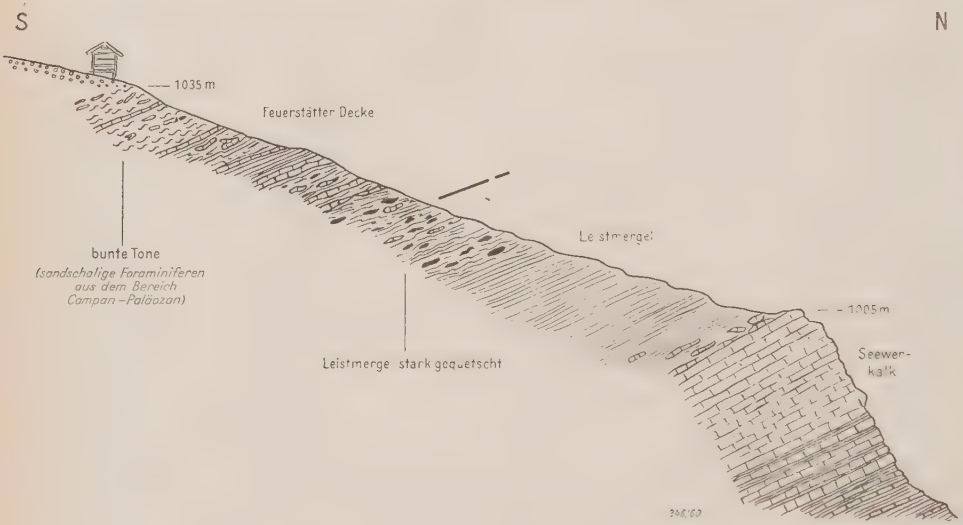


Abb. 2. Bachprofil nordwestlich Alpe Stieg.

zien enthalten, eingelagert in eine kalkige bis quarzitische Grundmasse, kaum zersetzte Plagioklase und Orthoklase, klare Quarzkörner, feinkörnige Quarzite und Dolomit. Rote Schiefertone sind im Aufnahmegebiet selten. Sie finden sich in einem Tobelanriß südwestlich von Wieden (s. Abb. 2), an der Basis der Feuerstätter Decke nördlich Pkt. 1973, in einem kleinen Vorkommen südlich Pkt. 1819 und am Gerachsattel.

Im Jochprofil des Gerachsattels ist eine schwärzliche Schieferserie aufgeschlossen, die von zahlreichen Phakoiden (quarzitischen Kalken, Glaukonitquarziten, kristallinen Geröllen) durchsetzt ist (s. Abb. 3).

Eine typische „Wildflyschfazies" ist in einem bemerkenswerten Aufschluß südöstlich des Kälberbodens entwickelt. Hier sind in eine überwiegend mergelige Serie bis metergroße exotische Gerölle in lockerer Packung eingelagert. Die Gerölle bestehen aus fein- bis grobkörnigen Gneisen mit chloritisierten Biotiten, hellgrau bis grünlichen Graniten und Glaukonitquarziten mit Einsprenglingen glasklarer Quarze.

Abb. 3. Profil des Gerachsattels.

1 = rote und grüne Schiefertone
(* = sandschalige Foraminiferen, vermutlich höhere Oberkreide).
2 = grobe Brekzien, vorwiegend quarzitisch.
3 = stärkere Beteiligung dickbankiger Glaukonitquarzite.
4 = dünne, zum Teil glaukonitische Quarzitbänke, bräunlich-schwärzlich verwitternd.
5 = 7 m Brekzie, im Hangenden in plattigen, glimmerführenden Mergel übergehend.

Fossilführung:

Eine reiche Fauna sandschaliger Foraminiferen (Probe 2) gestattete nur die weitgefaßte Altersbestimmung Ober-Campan bis Unter-Eozän (vgl. F. Bettenstaedt 1958, S. 572—573). Es wurden die Sandschalergattungen *Hormosina*, *Barkerina*, *Haplophragmoides* und *Hippocrepina* beobachtet.

II. Die Überschiebung Flyschzone—Helvetikum

Die Walzzone der Deckenüberschiebung Flysch–Helvetikum ist durch starke tektonische Deformationserscheinungen charakterisiert. Diese lassen sich an den hangenden Teilen der Leistmergel, den Gesteinen der Feuerstätter Decke und der Basis der Ofterschwanger Serie feststellen. Der mergelige Charakter der drei beteiligten Serien bedingt eine oft innige Vermengung, welche die ursprüngliche Gesteinsbeschaffenheit stark verändern kann. Hinzu kommt eine reiche Durchäderung mit deformierten und gefältelten Kalzitspalten. Die Leistmergel dunkeln im Überschiebungsbereich ein und nehmen Gesteine der tektonisch hangenden Serien in Form tektonischer Gerölle auf. Dazu gehören vor allem die kompetenten Lagen der Oberen Junghansenschichten: Quarzite, Brekzien und Kristallin.

Die Feuerstätter Decke ist im Westen des Kartierungsgebietes an einigen Stellen der Überschiebungstektonik gänzlich zum Opfer gefallen. Ihre Sedimente sind nur selten lagenförmig erhalten. In der Regel beobachtet man eine Folge gequetschter schwärzlicher Schiefer mit wechselndem Gehalt an verschieden großen Phakoiden, die sich leicht aus dem Verbande lösen und in den Tobeln anhäufen. Funde von Exotika

oder Glaukonitquarziten sowie Einschaltungen grüner oder (seltener) roter Schiefertone sind ein Hinweis auf Junghansenschichten. Ein tektonischer Hiatus zu den Leistmergeln steht außer Zweifel und ist in der Regel ausgeprägter als die Deckenbahn an der Basis der Ofterschwanger Schichten; ein Grund, weshalb P. Lange (1956) seinerzeit die Ofterschwanger Schichten normal aus den Junghansenschichten hervorgehen ließ.

Die Verformung der Basisschichten der Ofterschwanger Serie geht oft dergestalt vor sich, daß zunächst eine kräftige Spezialfaltung mit zum Teil steilen B-Achsen einsetzt, die sich nach unten hin steigert. Schließlich zerreißen die kompetenten Bänke; sie werden eingerollt, zerschert und zu vielgestaltigen, oft linsenförmigen Phakoiden mit schwarzen, glänzenden Rutschflächen abgeschliffen. Eine schrittweise tektonische Deformierung der normalen Lagerung im Streichen beobachtet man südöstlich Pkt. 1499, wo die Ofterschwanger Serie mit abweichendem Streichwert auf das Helvetikum auffährt.

C. Südliche Vorarlberger Flyschzone (Üntschendecke)

Der Südliche Vorarlberger Flyschzug wird von einem Gesteinskomplex aufgebaut, der sich aus den verschiedenartigsten Sedimenten, fein- bis grobkörnigen Brekzien, Sandsteinen, Sandkalken und Quarziten, dichten bis feinkörnigen Kalken, Mergel- und Tonschiefern zusammensetzt. Auf kürzere Entfernung sind Mächtigkeit und petrographischer Charakter der einzelnen Gesteinsbänke auffallend konstant. Der rasche Wechsel der meist dünngebankten Gesteinstypen deutet auf eine ständige Veränderlichkeit der Sedimentationsbedingungen hin. Unter den Mineralkomponenten der klastischen Sedimente fällt die untergeordnete, aber fast immer nachweisbare Beteiligung von Glaukonit auf, was für flachmeerische Verhältnisse zur Zeit der Füllung des Flyschtroges spricht. „Graded bedding" ist eine verbreitete Erscheinung.

Für die lithologische Gliederung der Sedimentfolge ist die quantitative Beteiligung der einzelnen Gesteinstypen maßgebend. Prinzipiell kann jeder Gesteinstyp in allen Schichten auftreten. Die Änderung des faziellen Charakters im Schichtprofil vollzieht sich meist mit fließenden Übergängen; außerdem werden laterale Faziesänderungen beobachtet. Beide Erscheinungen erschweren die Grenzziehung im schlecht aufgeschlossenen Gelände.

Das Fehlen von Makrofossilien (es sind nur Wurmkriechspuren und Pflanzenhäcksel nachweisbar) und die intensive tektonische Durchbewegung der Schichtenfolge haben bei früheren Gliederungsversuchen im Vorarlberger Raum zu falschen Ergebnissen geführt. Mit der Erforschung des Mikrofossilgehalts wurden die Altersverhältnisse geklärt und die Grundlagen für eine moderne lithologische Gliederung geschaffen.

Für die Südliche Vorarlberger Flyschzone kommen nach M. Richter (1956 a) folgende Schichtbezeichnungen in Anwendung:

Obere Fanóla-Serie	Üntschendecke
Untere Planknerbrücke-Serie	Üntschendecke
Piesenkopf-Serie	Üntschendecke
Reiselsberger Sandstein	Üntschendecke
Ofterschwanger Serie	Üntschendecke
Feuerstätter Decke	

Die Üntschendecke hat im Aufnahmegebiet eine maximale Gesamtmächtigkeit von etwa 2800 m.

I. Schichtenfolge

1. Ofterschwanger Serie

Die Ofterschwanger Serie ist das älteste Schichtglied der Üntschendecke. Auf die tieferen tektonischen Einheiten aufgeschoben, streicht sie mit tektonisch stark reduzierter Mächtigkeit von etwa 100 m und geringer Ausstrichbreite im Westen bei Argen in das Kartierungsgebiet hinein und läßt sich über Pkt. 1499, Alpe Godlachen bis zur Gräsalpe verfolgen. Östlich der Bregenzer Ach ist die Serie zunächst von Moränen und Schutt des Reiselsberger Sandsteins verhüllt. Eine besonders starke Reduktion der primären Schichtmächtigkeit ist für dieses Gebiet anzunehmen. Zwischen Breitenalpe und Gerachsattel ist die Serie gut aufgeschlossen. Auffallend ist die starke Zunahme der Mächtigkeit von West nach Ost, die zwischen Steinmandl und Gerachsattel einen Betrag von etwa 400 m erreicht.

Gratbildend treten die Ofterschwanger Schichten nördlich von Pkt. 1973 und Pkt. 1984 (Steinmandl) hervor; im übrigen Kartierungsgebiet bilden sie bewaldete Hänge und sind hier lediglich in Bachläufen erschlossen.

Die Ofterschwanger Serie ist eine Folge plattig-schiefriger Mergel mit Einschaltungen von kalkigen bis quarzitischen Bänken. Die Mergellagen erreichen Mächtigkeiten von mehreren Metern. Ihre petrographische Beschaffenheit wechselt von milden grauen Mergelschiefern über plattige Mergelkalke zu rauhen, glimmerhaltigen Sandschiefern. Die eingelagerten härteren Gesteine, deren Bankmächtigkeit 1 m nicht überschreitet, sind im einzelnen petrographisch sehr unterschiedlich. Man beobachtet quarzreiche feinkörnige graue Kalke mit wechselndem Glaukonitgehalt, feinkörnige quarzitische Sandsteine, graue Kalksandsteine, quarz- und glaukonitreiche Brekzienbänke mit kristallinen Komponenten, dunkle Hornsteine und harte, dichte schwarzgraue Kalke. Rhythmische Sedimentation ist wie in allen Flyschserien häufig.

Das Gratprofil des Steinmandl schließt in der unteren Ofterschwanger Serie eine 90 m mächtige Zone von Sandsteinbänken auf, die durch dünne Schiefermittel getrennt sind (s. Abb. 3) und in ihrem Aussehen dem Reiselsberger Sandstein sehr ähneln. Eine ähnliche Sandsteinzone von geringerer Mächtigkeit wurde westlich der Bregenzer Ach bei der Alpe Stieg nachgewiesen.

Fossilgehalt:

F. Bettenstaedt bestimmte u. a. folgende Mikrofaunen, die aus bei Argen aufgesammelten Proben geschlämmt wurden:

Probe 3:

Globigerinen vom *cretacea*-Typ in kleinwüchsigen und schlecht erhaltenen Exemplaren. Reine Globigerinen-Populationen des *cretacea*-Typs treten in der Regel im hohen Alb bis Cenoman auf.

Probe 4:

Reiche Fauna, die sich vorwiegend aus wenig charakteristischen sandschaligen Foraminiferengattungen zusammensetzt; dazu vereinzelt *Rotalipora* aus der *apenninica*-Gruppe. Auftreten im Cenoman.

2. Reiselsberger Sandstein

Der Reiselsberger Sandstein ist am Aufbau des Flyschgebirges östlich und westlich der Bregenzer Ach wesentlich beteiligt. Bewaldete, flach gerundete Bergrücken, große, von Schutt und Blockwerk bedeckte Flächen kennzeichnen sein Verbreitungsgebiet. Die Liegendgrenze verläuft entlang der Linie: Argen, Alpe Godlachen, Gräsalpe, Schrannebach, Pkt. 1973, Steinmandl. Der Ausstrich der hangenden Sandsteinzonen läßt sich von der Säckelalpe über die Vordergräsalpe nach Armengemach ververfolgen und fällt östlich der Bregenzer Ach nahezu mit dem Schrecksbach zusammen.

Die Übergangsverhältnisse zwischen dem Reiselsberger Sandstein und der Ofterschwanger Serie sind regional verschieden. Die Sandsteinzonen beginnen unvermittelt oder gehen allmählich durch zunehmende Einlagerung von Sandsteinbänken aus der Mergelfolge hervor. Bei Pkt. 1973 ist im Grenzbereich eine mächtige Entwicklung glimmerhaltiger Sandschiefer festzustellen, die zu kompakten Sandsteinen überleitet. Eine 20 m mächtige Folge von fast glimmerfreien Kalksandsteinen, die mit Mergelschiefern wechsellagern, vermittelt im Dürrebach zwischen beiden Serien.

Der Reiselsberger Sandstein ist durch seinen hohen Gehalt an Muskovit und seine bräunliche Verwitterungsfarbe sehr charakteristisch. Die petrographische Beschaffenheit des im frischen Bruch mittel- bis schwarzgrauen Gesteins ist unterschiedlich. Die im allgemeinen kalkige Grundmasse kann zugunsten einer mehr quarzitischen Ausbildung zurücktreten. Die quantitative Beteiligung der einzelnen Komponenten (Quarz, Feldspat, Chlorit, Kalke, Dolomite) wechselt. Brekziöse Bildungen wurden beobachtet. Grobkonglomeratische Lagen an der Basis der Serie (M. Richter 1924 b, A. Custodis & P. Schmidt-Thomé 1939 u. a.) ließen sich im Aufnahmegebiet nicht nachweisen. Das Gestein tritt in gutgebankten (bis 2,50 m) Sandsteinzonen auf, die bereits in tieferen Teilen der Serie von Kalken und Mergeln der Piesenkopffazies getrennt werden. Diese Einschaltungen nehmen zum Hangenden hin an Mächtigkeit zu und überwiegen schließlich.

Sandsteine vom Reiselsberger Typ treten in einer ca. 600 m mächtigen Flyschfolge auf.

Altersstellung:

F. Allemann, R. Blaser & P. Nänny (1951) geben für den Reiselsberger Sandstein ein turones Alter an. Nach H. Hagn (1954) setzt die Sandsteinsedimentation vermutlich bereits im Oberen Cenoman ein.

3. Piesenkopf-Serie

Die Piesenkopf-Serie ist eine Gesteinsfolge, die erosiven Vorgängen einen relativ geringen Widerstand entgegensetzt. In ihrem Verbreitungsgebiet kamen daher große Talsysteme zur Anlage. Am Westrand des Kartierungsgebietes nimmt die Serie die abgeflachten und von zahlreichen Tobeln zerschlitzten Berge zwischen Pkt. 1999 und der Säckelalpe ein. Ihrem Ausstrich folgen das von der Säckelalpe nach Osten zum Dürrebach herabziehende, weitgespannte Tal und das Dürrebachtal zwischen Bodenvorsäß und der Vorderen Gräsalpe. Von hier läßt sich die Serie am Fuß der Hänge südlich des Bregenzer Achtales bis östlich Armengemach nachweisen. Östlich der Bregenzer Ach sind die Piesenkopfschichten im Schrecksbachtal in großem Maße aufgeschlossen. Die reine Piesenkopffazies ohne Einschaltungen von Sandsteinzonen ist hier auf die Nordhänge der Üntschenspitze beschränkt. Am Ostrand des Kartierungsgebietes streicht die Serie zwischen Pkt. 1974 und dem Starzeljoch aus.

Die Piesenkopffazies ist eine monotone Wechsellagerung von feinkörnigen, hellgrauen, splittrigen Kalken und schiefrigen Mergeln. Die Bankdicke beträgt im Durchschnitt 2—10 cm und schwillt bisweilen auf 25 cm an. Die Schieferzwischenlagen sind olivgrün bis dunkelgrau. Gelegentlich werden rote Farbtöne beobachtet. Geringmächtige Zonen andersartiger Gesteine (Feinbrekzien und Sandkalke mit dunklen Hornsteinlinsen) haben untergeordnete Bedeutung. Reiselsberger Sandstein und Piesenkopfschichten sind zusammen etwa 900—1000 m mächtig.

Fossilführung:

Die Mergellagen liefern eine typische Flyschsandschalerfauna, die durch die Gattungen *Trochamminoides, Ammodiscus, Placentammina* und vorwiegend *Hippocrepina* charakterisiert ist. Diese Fauna gestattet keine genaue Altersbestimmung. Nach der Einstufung der hangenden und liegenden Flychserien fällt die Ablagerung der Piesenkopf-Serie in den Bereich höheres Turon bis Unter-Campan (vgl. Fr. Bettenstaedt 1958, S. 577, Tab. 2).

4. Planknerbrücke-Serie

Die Planknerbrücke-Serie tritt in der Landschaft morphologisch stark hervor. Sie baut den Höhenzug Pkt. 1999 bis Pkt. 1899 auf und zieht mit steilen Felswänden von der Tobelalpe über Pkt. 1633 zur Alpe Stenn, wo sie von der Bregenzer Ach in enger Kluse durchbrochen wird. Die Gipfelpartien der Üntschenspitze werden infolge kräftiger Spezialtektonik mit großer Ausstrichbreite eingenommen, während die Serie am Ostrand des Kartierungsgebietes südlich Pkt. 1974 auffallend verschmälert erscheint.

Gegenüber den Piesenkopfschichten ist diese Serie durch Zunahme der Bankmächtigkeit und Beteiligung verschiedenartiger Gesteinstypen gekennzeichnet. „Graded bedding" ist sehr typisch. Örtliche fazielle Differenzierungen lassen sich feststellen.

In der unteren Planknerbrücke-Serie ist die Piesenkopffazies in wenige Meter breiten Zonen am Aufbau der Schichtfolge beteiligt (s. Taf. 10)[2]). Mergelschiefer, graue glimmerführende Sandkalke und quarzitische Kalke mit Bankmächtigkeiten bis 80 cm schalten sich dazwischen. Diese Folge ist 30—50 m mächtig.

Die eigentliche typische Planknerbrücke-Serie zeigt einen rhythmischen Wechsel dick- und dünngebankter Zonen von 1 bis 2 m Mächtigkeit, in denen, durch Mergellagen getrennt, Sandkalke, Brekzien, geschichtete kieselige Kalke, helle dichte Kalke und Mergelkalke auftreten. Die Piesenkopffazies setzt aus. Im Gebiet der Bregenzer Ach ist der Anteil an dickbankigen Mergelschiefern gering und das Typusgestein der Serie, fein- bis mittelkörnige dolomitreiche Brekzien, sehr häufig. Umgekehrt liegen die Verhältnisse im Westen des Kartierungsgebietes, wo die Mergelschiefer persistieren und an Stelle der Dolomitbrekzien graue, feinkörnige Sandkalke mit flaserigen oder knolligen Einlagerungen von dunklem Hornstein entwickelt werden. In der höheren Planknerbrücke-Serie treten in zunehmendem Maße dünne Lagen schwärzlicher, milder Tonschiefer auf.

Die Gesamtmächtigkeit der Serie beträgt etwa 300—350 m.

Altersstellung:

Im Kleinen Walsertal (P. Lange 1956) wurde die Planknerbrücke-Serie auf Grund einer reichen Globotruncanenfauna in den Bereich Campan bis Unteres Maastricht eingestuft.

---

[2]) Das Aufschlußprofil in Tafel 10 ist im Maßstab 1 : 100, die Lageskizze im Maßstab 1 : 10 000 gezeichnet.

5. Untere Fanóla-Serie

Die Untere Fanóla-Serie ist eine 600—800 m mächtige, düstere Sedimentfolge, die weite Teile des Flyschgebirges aufbaut. Schroffe morphologische Formen fehlen. Zusammenhängende Profile sind lediglich am Westrand des Kartierungsgebietes südlich Pkt. 2026 und im Osten im Bereich des Häfner Joches aufgeschlossen. Die heterogene Schichtfolge läßt sich weiterhin in den Tobelanrissen östlich und westlich der Hochalpe und im Flußbett der Bregenzer Ach in größerem Zusammenhang studieren. Im übrigen wird das Verbreitungsgebiet der Serie von starker Vegetation, Gehängeschutt und Diluvium weitgehend verhüllt.

Der Beginn der Unteren Fanóla-Serie ist durch plötzlich einsetzende, 1—5 m mächtige schwärzliche Schiefertoneinschaltungen gegeben. Unter den verschiedenartigsten Gesteinstypen überwiegen im Grenzbereich vor allem hellgraue dichte Kalke, glimmerführende Kalksandsteine und Mergelschiefer in meterdicker Bankung. Gröbere Brekzienbildungen stellen sich ein.

Die faziellen Anklänge an die Planknerbrücke-Serie verschwinden zum Hangenden hin zugunsten einer Entwicklung, in der Mergelschiefer und Sandsteine dominieren, deren Bankmächtigkeit bis auf 10 m anschwellen kann. Die Mergelschiefer sind im frischen Bruch dunkelgrau, feinsandig und wittern hellgrau an. Die Sandsteine ähneln wegen ihres oft reichen Gehaltes an grobschuppigem Glimmer und ihrer bräunlichen Verwitterungsfarbe dem Reiselsberger Sandstein. Eine auffallend hohe Beteiligung mittel- bis grobkörniger Brekzien ist in der Umgebung der Hochalpe zu beobachten. Die bis 1,5 cm großen Komponenten sind i. w. Quarz, grauer Hornstein, hell- bis dunkelgrauer, dichter Kalk und Kristallin. Eine Reihe weiterer untypischer Flyschgesteine kommt zu diesen Gesteinen hinzu: dunkle Kalke und Kalkmergel; helle, dichte Kalke; mürbe, graue Sandkalke etc.

Erhebliche örtliche Faziesdifferenzierungen ändern nichts an dem Gesamteindruck der Serie, der durch den hohen Anteil schwärzlicher Schiefer und dunkle, bräunliche Verwitterungsfarben bestimmt wird.

Altersstellung:

Allemann, Blaser & Nänny (1951) geben für die Fanóla-Serie ein Maastricht-Alter an.

6. Obere Fanóla-Serie

Mit der Oberen Fanóla-Serie reißt die Sedimentation im Flyschtrog ab. Der Schichtenstoß streicht am Nordrand der Oberostalpinen Decke aus. Die geringste Mächtigkeit der Serie läßt sich am Westrand des Arbeitsgebietes nördlich des Annalper Steckens nachweisen (knapp 100 m). Östlich des Dürrebaches schwillt sie auf 300 m an. Die Serie baut hier den zweigipfligen Toblermann auf und bricht nördlich und östlich des Hauptdolomitmassivs der Niederen Künzelspitze mit steilen Felswänden zur Bregenzer Ach hin ab. Östlich des tief eingeschnittenen Flußtales zieht sie von Bad Hopfreben in nordöstlicher Richtung weiter und hat zwischen Güntli-Spitz und Üntschenjoch infolge Spezialtektonik ihre größte Ausstrichbreite.

Die Gesteinsfolge hat gegenüber der Unteren Fanóla-Serie eine geringere Bankmächtigkeit ähnlich der Planknerbrücke-Serie. Schwärzliche, weiche Schiefer sind selten. Brekzien und Sandsteine treten zurück.

Vorherrschend sind graue Sandkalke mit subaquatischen Rutschungserscheinungen und Bankmächtigkeiten von 0,50 bis 1,00 m sowie feinkörnige graue Kalke mit ge-

ringem Quarzgehalt. Zwischen beiden Gesteinstypen vermitteln feinkörnige, kieselige Kalke mit Einlagerungen von dunklem Hornstein. Als Abschluß einer oft zu beobachtenden zyklischen Sedimentation treten hell- bis mittelgraue, dichte Kalke auf. Die Mergelzwischenlagen sind infolge ihres hohen Kalkgehaltes sehr witterungsbeständig. Sie sind im frischen Bruch mittel- bis dunkelgrau und führen reichlich Wurmkriechspuren.

In den höheren Lagen der Oberen Fanóla-Serie treten konkordante Einschaltungen roter und grüner, bröckeliger Schiefertone auf, die mit grünlichgrauen, tonigen Quarziten und bläulich bis grünlichgrauen, glaukonit- und serizithaltigen Sandkalken vergesellschaftet sind. Ihre Zugehörigkeit zur Fanóla-Serie wird durch eine reiche Foraminiferenfauna bewiesen.

Die Lückenhaftigkeit ihres Vorkommens erklärt sich möglicherweise sedimentär, vor allem aber durch die starke Spezialtektonik, welche die Schiefertone reduziert bzw. anreichert. Am Toblermann sind sie im Kern einer Falte mit steiler B-Achse (s. Abb. 5) mehrere Meter mächtig und in den Flügeln nahezu völlig ausgequetscht. Mehrfache Einschaltungen 1—3 m mächtiger bunter Schiefer beobachtet man bei Hirschbad und westlich der Schiedle-Alpe. Ein großes Schiefervorkommen wurde in einem kleinen Tobel nördlich des Weges von Hopfreben zur Hinterüntschen-Alpe zwischen 1400 und 1600 m entdeckt. Wenige Meter mächtige grüne Schiefertone sind auf dem Gratabschnitt Güntli-Spitz–Hinterüntschen-Spitze südöstlich des Derrejöchls aufgeschlossen.

Fossilführung:

Im folgenden werden drei von F. Bettenstaedt bestimmte Mikrofaunen aus der Oberen Fanóla-Serie angeführt.

Probe 5:

Arme Fauna mit wenigen Sandschalergattungen *(Trochamminoides, Proteonina, Hippocrepina).*

Probe 6:

Reiche sandschalige Foraminiferenfauna mit den Gattungen *Trochamminoides,* großwüchsige *Hippocrepina, Ammodiscus* und häufig *Hormosina.*

Probe 7:

Weißliche, nur zum Teil schwach rötlich gefärbte Fauna mit *Nodellum velascoense* (Cushman), häufig *Hormosina* sp., *Trochamminoides* sp., *Ammodiscus* sp., *Gümbelina globulosa* (Ehrenbg.), *Globigerina cretacea* (Orbigny).

Die beiden Proben 5 und 6 enthalten nur Sandschalergattungen, die (ähnlich wie Probe 2) nur die Altersangabe Ober-Campan bis Unter-Eozän zulassen. Die gleichen Sandschaler treten zum Teil auch in der letzten Probe auf, die sich aber wegen der Kalkschalerarten der Oberkreide als Ober-Campan bis Maastricht bestimmen läßt. Nach F. Bettenstaedt (1958, S. 578) kann die Bleicherhorn-Serie (Fanóla-Serie) jedoch mindestens bis ins Paläozän hinaufreichen.

II. Tektonik der Südlichen Vorarlberger Flyschzone (Üntschendecke)

Die Gesteine der Südlichen Vorarlberger Flyschzone sind während der Orogenese in Form einer Decke, Üntschendecke, auf die helvetische Säntisdecke aufgefahren. An

ihrer Basis liegen tektonisch stark beanspruchte Sedimente, denen eine tektonische Sonderstellung, Feuerstätter Decke, eingeräumt wurde (s. Kap. B, I). Die Deckenbahn der Üntschendecke zeigt i. w. ost—westliches Streichen und südliches Einfallen. Im Bereich von Pkt. 1973 hat sie einen relativ flachen Verlauf (s. Abb. 4). Für das übrige Kartierungsgebiet ist, von lokalen Versteilungen abgesehen, ein mittlerer Fallwert von 30 bis 45° anzunehmen. Die Basisserie der Üntschendecke, die Ofterschwanger Serie, ist mit ihren liegenden Teilen in das Walzstockwerk der Deckenbewegung einbezogen worden (s. Kap. B, II). Ihre recht unterschiedlichen Mächtigkeitswerte erklären sich durch tektonische Reduktion. Die Üntschendecke wird im Hangenden von den Sedimenten der Oberostalpinen Decke tektonisch überlagert. Eine Sedimentfolge von wechselnder Mächtigkeit und selbständigem tektonischem Charakter, die Aroser Zone, schaltet sich dazwischen.

Die Flyschserien fallen allgemein nach Süden ein. Die Fallwerte sind im einzelnen sehr unterschiedlich. Das Generalstreichen der älteren Schichtglieder ist mit einem mittleren Wert von 80° dem Verlauf der Deckenbahn an der Basis der Üntschendecke angepaßt. Das Streichen der Fanóla-Serie steht in Abhängigkeit vom Bau des Stirnrandes der Oberostalpinen Decke. Es beträgt westlich des Sennauer Baches 80°, schwenkt östlich davon auf etwa 110° um und hat zwischen Hopfreben und dem Üntschenjoch einen ost—westlichen Verlauf. Das weite Zurückspringen der höheren Flyschserien im Tal der Bregenzer Ach ist nicht nur durch den morphologisch tieferen Anriß der südfallenden Überschiebungsbahn der Oberostalpinen Decke bedingt, sondern auch tektonisch vorgezeichnet (s. Kap. D, V).

Die zwischen zwei gewaltigen Decken verkeilte Schichtenfolge des Südlichen Vorarlberger Flyschzuges wird von einer kräftigen Spezialtektonik betroffen. Eine großräumige Faltung fehlt im Aufnahmegebiet. Der großtektonische Kräfteplan kommt auch in den Formen der Spezialtektonik zum Ausdruck, die vor allem durch Schubwirkungen hervorgerufen werden. Tektonische Deformierung der Liegendflügel der nordvergenten Spezialfalten, Boudinage, flache Überschiebungen, lokale Abscherungen etc. sind häufig. Eine ausgeprägte disharmonische Spezialtektonik findet sich überall da, wo tektonisch unterschiedlich reagierende Gesteine vergesellschaftet sind. Für die Faltenradien ist das Gesetz von der Stauchfaltengröße maßgebend. Die unterschiedliche petrographische Ausbildung der einzelnen Serien hat zu besonderen Typen der Spezialtektonik geführt, die im folgenden besprochen werden:

Ofterschwanger Serie:

Die Ofterschwanger Serie ist im Aufnahmegebiet relativ ruhig gelagert. Die Spezialtektonik beschränkt sich westlich der Bregenzer Ach auf schwachwellige Verbiegungen, die bei Pkt. 1499 aufgeschlossen sind. Nördlich Pkt. 1973 ist die Serie in bruchlose, nordvergente Falten gelegt worden (s. Abb. 4). Der Faltenspiegel ist schwach nach Süden geneigt. Lediglich im Überschiebungsbereich treten starke tektonische Deformationserscheinungen auf.

Reiselsberger Sandstein:

Die tieferen Sandsteinzonen zeigen im allgemeinen eine ungestörte Lagerung. Mit zunehmendem Anteil der Piesenkopffazies setzt eine kräftige disharmonische Spezialtektonik ein. Die hangenden Sandsteinbänke werden von Brüchen und Querstörungen zerlegt, während die Piesenkopffazies auf die tektonische Beanspruchung

mit einer intensiven Fältelung reagiert. Bei dieser Serie konnten einzelne tektonische Erscheinungen kartenmäßig dargestellt werden.

Piesenkopfschichten:

Extreme Kleinstfaltung ist für diese Serie außerordentlich typisch (Taf. 9, Fig. 1). Die Faltenbilder sind durch scharfe Umbiegungen im Sattel- und Muldenkern und langausgezogene Flügel mit starker Ausdünnung der Bänke charakterisiert. Oft beobachtet man abgequetschte und entwurzelte Falten in einer von zahllosen, unregelmäßig verlaufenden Störungen durchsetzten Schichtfolge. Glatt durchziehende Querstörungen von größerem Ausmaß kamen in dieser Serie nicht zur Anlage. Für dünngebankte Flyschserien sind vielmehr zonale flexurartige Abbiegungen bezeichnend. Die Achsen der Spezialfalten haben fast nie horizontalen Verlauf, sondern zeigen alle Übergänge bis zu seigerer Lage. Als Folge der lokalen Auswirkung überschiebender Kräfte sind Zonen starker Spezialtektonik oft inmitten einer relativ ruhig gelagerten Schichtfolge anzutreffen. Derartige Lagerungsformen sind von Scholtz (1953) und Kienow (1953) als Gleitfaltung beschrieben worden.

Planknerbrücke-Serie:

Der petrographische Charakter der unteren Planknerbrücke-Serie bedingt eine auffällige disharmonische Kleintektonik (Taf. 10). Die Gesteine der Piesenkopffazies werden in der im vorigen Abschnitt geschilderten Form gefaltet, die dickbankigen Sandkalkbänke dagegen oft von Boudinage betroffen und in sich eingerollt, während die Mergel, ausgequetscht oder tektonisch angereichert, als Füllmaterial dienen. Die höhere Planknerbrücke-Serie ist am Westrand des Kartierungsgebietes zwischen Pkt. 1999 und Pkt. 2026 und im Bereich zwischen Schalzbach und Üntschenspitze intensiv spezialgefaltet. Im übrigen Verbreitungsgebiet ist eine ruhige, $\pm 40°$ südfallende Lagerung mit glatt durchziehenden, steil einfallenden Störungen geringen Ausmaßes festzustellen. Östlich von Pkt. 1633 läßt sich eine ausgeprägte Querwellung der Schichtenfolge beobachten. Die tektonische Beanspruchung der einzelnen Bänke durch schichtparallele Schubkräfte kommt oft in der Anlage eines sehr regelmäßigen Scherflächensystems zum Ausdruck. Auf den Schichtflächen wird das System durch die kalzitische Kluftfüllung meist sehr gut sichtbar.

Untere Fanóla-Serie:

Die Serie ist fast überall durch eine starke disharmonische Spezialtektonik ausgezeichnet. Die weichen Lagen schwarzer Schiefertone werden oft völlig ausgequetscht und an anderer Stelle zu meterdicken Linsen zusammengestaucht. Die kompetenten Sandstein- und Kalkbänke sind oft gewulstet und regellos von Rissen und Spalten durchsetzt. Steile Faltenachsen sind häufig. Boudinage ist für diese Serie typisch.

Obere Fanóla-Serie:

In seinem tektonischen Verhalten ist dieses Schichtglied der Planknerbrücke-Serie sehr ähnlich. Schöne Faltenbilder mit zum Teil steilen Faltenachsen sind an der Nordwand des Toblermann aufgeschlossen (Abb. 5). Schichtparallele Abscherungen einzelner Sedimentstapel bei der Zusammenfaltung lassen sich an den Ostabhängen des Toblermann nachweisen.

Die Gesteine dieser Serie werden zwischen Schiedle-Alpe und Schiedlewald von einer starken Deformation betroffen, die bis zur Unkenntlichkeit des ursprünglichen

Schichtverbandes führen kann. Sie geht mit einer starken Kalzitdurchäderung einher. Die fazielle Besonderheit der höchsten Flyschfolge im Tal der Bregenzer Ach, ein hoher Anteil an bis zu 2 m mächtigen Mergelschiefern, könnte auf eine tektonische Sonderstellung hindeuten. Dagegen sprechen die kontinuierliche Steigerung der tektonischen Beanspruchung nach Südosten, das Fehlen einer tektonischen Trennungslinie und das Ergebnis einer Mikrofaunenbestimmung (Probe 8) von F. Bettenstaedt, die nach Funden von schlecht erhaltenen Globotruncanen, vergesellschaftet mit *Gümbelina globulosa* (Ehrenbg.) und *Hippocrepina* sp., ein Maastricht-Alter wahrscheinlich macht.

D. Richter (1956) beschreibt aus dem Gebiet des Großen Walsertales eine höhere Flyschdecke, die Oberstdorfer Decke, die nach Osten zu tektonisch stark redu-

Abb. 4. Faltung der Ofterschwanger Schichten westlich Hoch Gerach.

ziert wird. Am Westrand des Kartierungsgebietes, am Annalper Stecken, ließ sich ein Nachweis für ihre Existenz bereits nicht mehr erbringen.

Eine Aufschuppung größeren Ausmaßes innerhalb der Oberen Fanóla-Serie konnte erstmalig in dem bereits von Allemann, Blaser & Nänny (1951) untersuchten Gratprofil Gerachsattel—Üntschenjoch südlich der Güntli-Spitz nachgewiesen werden. Es handelt sich um eine Fortsetzung des von P. Lange (1956) aus dem Kleinen Walsertal als Wannenbergschuppe beschriebenen Schuppenbaues nach Westen. Im Überschiebungsbereich finden sich metergroße Linsen von Radiolariten und Aptychenkalk und eine wenige Meter mächtige Mergelfolge mit Sandkalkphakoiden. Der von Fr. Bettenstaedt bestimmte Mikrofossilgehalt der Mergel läßt ein Cenoman-Alter durchaus zu (Probe 9).

Wenn auch die gesamte Fauna wenig charakteristisch ist, sprechen mehrere Funde von *Clavulinoides gaultinus* (Morozowa) für den Bereich Alb bis Cenoman.

Dieso Gesteine gehören der Randzone der Oberostalpinen Decke (Aroser Zone) an. Die Schuppenbildung erfolgte also nach ihrer tektonischen Auflagerung auf die Üntschendecke. Die starke Vegetationsverhüllung zwischen Güntli-Spitz und Hopfreben läßt ein Weiterverfolgen der Schuppe nach Westen nicht zu. In den Aufschlüssen westlich der Bregenzer Ach fehlen Einschuppungen von Sedimenten der Aroser Zone, so daß die von Allemann, Blaser & Nänny (1951) auf Grund mikropaläontologischer

Untersuchungen erstmalig entwickelte Vorstellung von einer einheitlichen und relativ ungestörten Flyschdecke für den Westteil des Kartierungsgebietes ihre Gültigkeit behält.

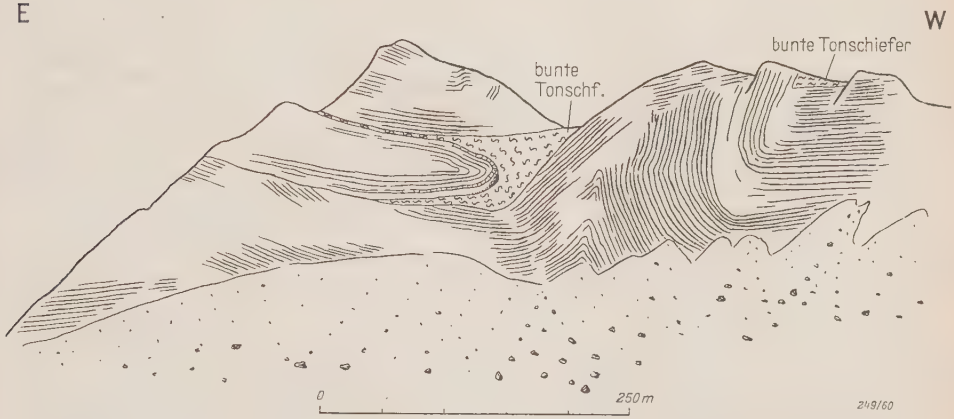


Abb. 5. Faltung der Oberen Fanóla-Serie am Toblermann (Nordseite).

D. Ostalpin

Die tektonische Trennungslinie zwischen dem Südlichen Vorarlberger Flyschzug und der Oberostalpinen Decke markiert sich im Gelände durch den plötzlichen Beginn eines ganz anderen Landschaftsbildes. Über den gerundeten Bergformen des Flysch setzen unvermittelt die grauen, vegetationsarmen Bergmassive des Hauptdolomits auf, der als tiefstes und mächtigstes Schichtglied am Stirnrand der Decke die weiteste Verbreitung hat. Alle höheren Schichtglieder passen sich seiner Lagerungsform weitgehend an. Die an seiner Basis mitgeschürften Glieder tektonisch tieferer Einheiten kommen am Nordrand der Decke, wo sie im Landschaftsbild mit der obersten Flyschserie verschmelzen, wie auch zwischen den Schuppenkörpern innerhalb des ostalpinen Gebirges zum Ausstrich.

I. Aroser Zone

a) Schichtbestand

Unter dieser Bezeichnung wird im folgenden eine Gesteinsfolge beschrieben, die im Aufnahmegebiet im wesentlichen aus cenomanen Sedimenten besteht, während sie nach D. Richter (1957) an anderen Stellen (Mittelbünden, Rhätikon) bis ins Paläozoikum zurückreichen kann. Die Serie hat im Osten im Üntschenjoch mit etwa 260 m ihre größte Mächtigkeit und relativ ruhigste Lagerung. Ein Spezialprofil ist bereits in der Arbeit von M. Blumenthal (1936) enthalten. Auf Abbildung 6 ist eine verfeinerte Neuaufnahme zur Darstellung gebracht worden, deren Erläuterung im folgenden gegeben wird:

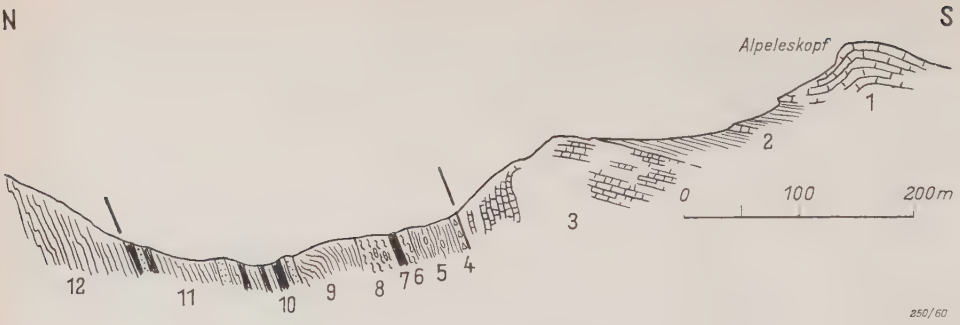


Abb. 6. Profil des Üntschenjochs. Erläuterung siehe Text.

1 = Oberrhätkalk des Alpeleskopfes.

2 = Kössener Schichten.

3 = Hauptdolomit der Hochkünzel-Schuppe.

4 = ca. 10 m dunkle, gelegentlich bunte Schieferserie, mit Einschaltungen von hell- bis mittelgrauen Sandkalken, Brekzien und Konglomeraten. Bankmächtigkeit zum Teil 1 m. Die Geröllkomponenten der Konglomerate werden bis 10 cm groß. Sie bestehen vor allem aus hellgrauen, rot- und grüngefleckten Quarziten, hellgrauen, dichten Kalken, dunklem Hornstein, gelblich anwitterndem Dolomit, grünlichen Quarziten und Phyllit.

5 = ca. 25 m bröcklige, schwärzliche, rote und hellgrüne Schiefertone; gequetschte Folge mit zahlreich eingelagerten Phakoiden: hell- bis dunkelgraue, feinkörnige Sandkalke mit Pflanzenhäcksel, feinkörnige, glaukonitische Quarzite, dichte, dunkle Hornsteine. Gelegentlich sind die härteren Lagen bankförmig erhalten.

6 = 7 m hellgraue, hellanwitternde, stückige Mergel mit zerrissenen dünnbankigen, gefleckten Mergelkalklagen.

7 = 7 m dunkle, zum Teil bunte, bröcklige Schiefertone.

8 = ca. 35 m hellgraue Mergel wie 6; zum Liegenden hin dunkler werdend.

9 = ca. 70 m Wechsellagerung feingeschichteter, blättriger, zum Teil sandiger, harter Mergelschiefer (dunkel) mit hellgrauen, geschichteten, feinkörnigen Sandkalken. Die Bankmächtigkeiten betragen oft nur wenige Zentimeter. Die Serie ist spezialgefaltet. Im Liegenden und Hangenden Einschaltungen dickbankiger, hellgrauer Kalksandsteinbänke mit Pflanzenhäcksel.

10 = Im Joch einige Meter bunter Schiefertone.

11 = ca. 110 m Sedimentfolge ähnlich 9. Die Schiefer und Sandkalke führen zum Teil Muskovit. Die Verwitterungsfarben der Sandkalke sind oft tiefbraun. In diese Folge sind ausgeprägte Kalksandsteinzonen und vier wenige Meter mächtige Zonen bunter Schiefertone eingelagert. Von den letzten grenzt die tiefste gegen die Mergel-Kalkfolge der Oberen Fanóla-Serie.

12 = Obere Fanóla-Serie.

Die aus der tiefsten Schiefertonzone geschlämmte Mikrofauna (Probe 10) besteht aus linsenförmigen Radiolarien, sandschaligen Foraminiferen und Globigerinen vom *cretacea*-Typ. Eine derartige Zusammensetzung der Fauna wird häufig in dem Bereich Hohes Alb bis Cenoman angetroffen. P. Lange (1956) erwähnt eine von E. Kraus südöstlich des Üntschenjochs aus den hangenden Teilen der Serie gezogene Schlämmprobe, die nach Fr. Bettenstaedt und R. Oberhauser ein Unter- bis

Mittel-Turon alter hat. Mit diesen Befunden ergibt sich für das Üntschenjoch-profil eine Sonderstellung, da sich im Kartierungsgebiet in den Kreidemergeln der Aroser Zone sonst nur eine Alb-Cenoman-Fauna feststellen läßt.

Die große Mächtigkeit der Randzone der Oberostalpinen Decke verringert sich nach Westen zu. Sie beträgt zwischen Hummelwald und der Hinterüntschen-Alpe noch etwa 150 m. In diesem Bereich sind die stratigraphischen Verhältnisse des Üntschenjochs noch zu erkennen, indem die liegenden Partien der Schichtfolge von Sandstein-Einschaltungen in meterdicker Bankung durchsetzt sind. Die hangenden Teile bestehen fast ausschließlich aus tonig-schiefrigen und kalkig-sandigen, gelegentlich tonig-quarzitischen Sedimenten in vorzugsweise dünnbankiger Wechsellagerung. Einschaltungen bunter, bröckliger Schiefertone sind häufig. Die Hangendentwicklung des Üntschenjochs, Konglomeratlagen und die helle Mergelfazies, läßt sich nicht mehr feststellen.

Zwischen Hummelwald und Rilterswald wird die Zone tektonisch oft bis auf wenige Meter reduziert. Die chaotischen Lagerungsverhältnisse lassen eine Rekonstruktion der primären Aufeinanderfolge nicht zu. Der vorliegende Gesteinsbestand deutet auf Faziesverhältnisse hin, wie sie in der unteren Folge des Üntschenjochs vorliegen. In den Sandkalkphakoiden finden sich gelegentlich Brekzienlagen.

Im Tal der Bregenzer Ach verhindert die Gehängeschuttverhüllung den Einblick in die Randverhältnisse der Oberostalpinen Decke. Lediglich ein 500 m südlich der Tobelaufschlüsse von Zellboden gelegenes, erstmalig entdecktes Ophiolithvorkommen ist ein Hinweis dafür, daß auch in diesem Bereich die Aroser Zone, stark reduziert, vorhanden ist. Aus der räumlichen Anordnung der Aufschlüsse ergibt sich nord–südliches Streichen. Die wenige Meter große Ophiolithlinse wird von roten Jurakalken begleitet. Das Gestein wittert rötlich an und zeigt die typischen pillow-lava-Formen initialer Vulkanite. Im Dünnschliff ließ sich folgendes beobachten: Dicksäulige, bis 6 mm große Albiteinsprenglinge (evtl. früher Sanidin) in einer Grundmasse aus bis 2400 μ großen nadeligen Feldspäten mit Skelettstruktur (jetzt Albit, evtl. früher Plagioklas). Die Feldspäte sind zum Teil in Kalkspat umgewandelt. Erz: Maghemit und Titanit (ursprünglich Magnetit und Ilmenit). Makroskopisch und mikroskopisch gleicht das Gestein den kretazischen Eruptiva, wie sie am Nordrand der Oberostalpinen Decke fortlaufend von Mittelbünden bis zum Allgäu nachgewiesen werden können.

450 m westlich der Schiedle-Alpe ist die Aroser Zone erneut mit einer Mächtigkeit von etwa 150 m aufgeschlossen. Im Gegensatz zu den Faziesverhältnissen östlich der Bregenzer Ach ist die Sedimentation nunmehr vorwiegend mergelig. Es herrschen dunkelgraue, hellanwitternde, stark gequetschte Mergel vor, in die sich Zonen hellgrauer, grünlicher und roter Mergel und gefleckter, hellgrauer Kalkmergel einschalten. Die gefältelten oder zu tektonischen Geröllen umgeformten kompetenten Lagen bestehen in höheren Teilen vor allem aus feinkörnigen, grauen, zum Teil sandigen Kalken mit Pflanzenhäcksel. Im Liegenden werden hellbraun anwitternde graue, bis 50 cm mächtige Kalksandsteinbänke vorgefunden. Diese zeigen einen auffallend raschen Wechsel der Korngröße. Grobbrekziöse Lagen mit vorwiegend Malmkomponenten wurden beobachtet. Die Schichtenfolge schließt nach unten hin mit einer maximal 5,50 m mächtigen fossilfreien Dolomitbank ab.

Die Mikrofauna (Probe 11) besteht überwiegend aus kalkschaligen Foraminiferen des Cenoman (häufig *Rotalipora* ex aff. *apenninica, Globigerina* ex aff. *cretacea* sowie Arten der Gattungen *Gavelinella* und *Dentalina).*

Ähnlichen Verhältnissen begegnet man westlich der Schalzbacher Riesen bei Hirschbad. Hauptbestandteil der Schichtenfolge ist eine maximal 20—30 m mächtige hellgraue Mergelserie mit einem reichen Bestand an Phakoiden. Besonders zu erwähnen sind

metergroße Konglomeratgerölle mit bis 20 cm großen Komponenten von hellen, dichten Kalken, glasigen, grünen Quarziten, feinkörnigen, bläulichen Quarziten und Quarzen sowie eine 50 cm mächtige Mergelbank, die von gerundeten, eigroßen, hellgrauen Kalken durchsetzt ist („Rosinenmergel") (s. Taf. 9, Fig. 2). Eine mittlere Lage nimmt die obenerwähnte Dolomitbank ein (s. Abb. 7), die lokal von Radiolarit- und Aptychenkalkfetzen unterlagert wird. 4—5 m mächtige bunte Mergel in Couches rouges-Fazies sind im Hangenden entwickelt.

Die bisher beschriebenen Aufschlüsse liegen unmittelbar am Nordrand der Oberostalpinen Decke. Verfolgt man die Gesteine der Aroser Zone weiter nach Westen, so lassen sie sich sowohl am Nordrand der am Toblermann einsetzenden Gräshornschuppe (s. Kap. D, II) als auch als Trennungsglied zwischen dieser und der nächsthöheren Zitterklapfen-Schuppe nachweisen. Ein wichtiger Aufschluß, der die tektonische Trennung beider Schuppenkörper beweist, liegt 400 m südwestlich der Gaut-Hütte zwischen dem Hauptdolomit-Südflügel der Gräshornmulde und der Hauptdolomitbasis der Hornspitze. Er besteht aus dunklen Foraminiferenmergeln von cenomanem Alter mit Einschaltungen grauer, feinkörniger Quarzite, pflanzenhäckselführender Sandkalke und grober Brekzien und stellt das tektonische Bindeglied zwischen den Aufschlüssen von Hirschbad und den Vorkommen von Gesteinen der Aroser Zone unter den Nordwänden der Zitterklapfen-Kette dar.

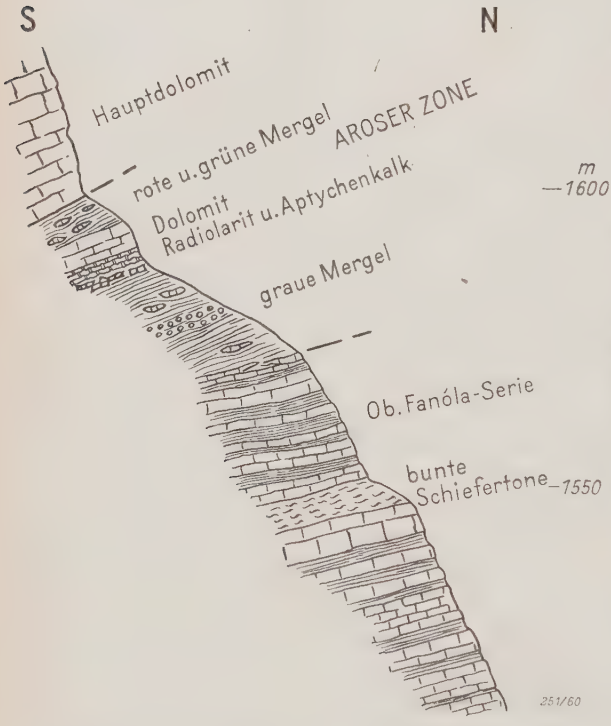


Abb. 7. Obere Fanóla-Serie, Aroser Zone und Hauptdolomit der Zitterklapfen-Schuppe bei Hirschbad.

Diese setzen östlich der Töbele Alpe mit hellgrauen, schwärzlichen, untergeordnet auch grünen und roten Mergeln ein. Sie wurden von O. Ampferer zum Teil als Kössener Schichten kartiert. Ihr Cenoman-Alter wird durch folgende Foraminiferenarten (Probe 12) belegt: häufig *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Rotalipora* ex aff. *apenninica* und *Clavulinoides* cf. *gaultinus* (Morozowa).

Westlich des Dürrebach-Wasserfalls sind Aptychenkalke und (seltener) Radiolarite am Aufbau der Schichtfolge beteiligt. Die Aptychenkalke liegen als hellgraue, porzellanartig dichte wie auch als rote, aptychenführende, flaserige Kalke vor. Die imposante Bresche der Grauen Furggel zwischen Glattecker (Zitterklapfen) und Wildem Gräshorn am Westrand des Kartierungsgebietes zeigt die Zone mit einer Ausstrich-

breite von nicht ganz 90 m entblößt. Abbildung 8 zeigt das im folgenden erläuterte Profil:

Abb. 8. Profil der Grauen Furggel. Erläuterung siehe Text.

1 = Hauptdolomit des Wilden Gräshorns.

2 = 7—8 m hellgrau-grünliche, zum Teil kalkige Mergel.

3 = ca. 50 m schwärzliche quarzitische Serie mit dunklen Verwitterungsfarben: In der unteren Hälfte überwiegen harte dunkelgraue Schiefer. Eingelagert sind dünnbankige (um 5 cm) dunkelgraue, quarzitische Kalke. Sie zeigen feine Schichtung, gelegentlich Pyritlagen, sind feinstkörnig, mitunter hornsteinartig dicht und zum Teil dunkel gefleckt. Sie verwittern splittrig mit dunkelrostbraunen bis grünlichen Farben.
Im Hangenden nimmt die Bankmächtigkeit der kompetenten Lagen zu (max. 30 cm). Es werden neben kieseligen dunklen Kalken feinkörnige, grünlichgraue Quarzite mit Hornsteinlagen entwickelt.

4 = ca. 6 m bunte Mergel in Couches rouges-Fazies.

5 = Radiolarit-Aptychenkalk-Linse.

6 = ca. 10 m hell- bis mittelgraue, zum Teil kalkige und gefleckte Mergel, reich an einkieligen Globotruncanen.

7 = Hauptdolomit des Glatteckers; an der Basis dunkelgrau, brekziös und von Bitumenhäuten flaserig durchzogen.

Am Nordrand der Gräshornschuppe ist die Aroser Zone nahezu völlig tektonisch reduziert. Ihr Vorhandensein läßt sich bei Zerstörung des Mikrofossilgehalts nur mit Hilfe ihrer Typusgesteine nachweisen, die gelegentlich als Phakoide in der 5—20 m mächtigen Walzzone der Deckenüberschiebung Oberostalpin-Flysch enthalten sind. Nördlich des Hauptdolomitmassivs des Annalper Steckens wurden gefunden: ein metergroßer Konglomeratbrocken mit bis 10 cm großen Komponenten (grüne Quarzite, helle Jurakalke etc., fettglänzende, grüne Glaukonitquarzite, geschichtete graue Sandkalke und dunkelbraun durchwitternde tonige Quarzite. Östlich des Dürrebaches scheinen derartige Gesteine gänzlich zu fehlen. Die mangelhaften Aufschlußverhältnisse lassen eine sichere Auskunft über die Randverhältnisse nicht zu.

b) Tektonik der Aroser Zone

Nur am Ostrand des Kartierungsgebietes, im Bereich der maximalen Mächtigkeit der Zone, kann mit einer relativ normalen, ungestörten Aufeinanderfolge der Sedimente gerechnet werden. Für das übrige Gebiet gelten tektonische Verhältnisse, die denen der Feuerstätter Decke weitgehend entsprechen. Tektonische Schichtreduktionen werden durch die flaserigen, oft aussetzenden Einschaltungen bunter Mergel, die Phakoidisierung der kompetenten Lagen und die sporadischen Hinweise auf eine ursprüng-

lich vielgestaltigere Sedimentation (Konglomeratgerölle, Schichtglieder des Jura etc.) augenfällig. Die Aroser Zone wurde passiv als Gleitpolster an der Basis der Oberostalpinen Decke verschleppt und an einer Anpressungsfläche gegen den Flysch (M. Richter 1948) verkeilt. Der tektonische Hiatus zur liegenden und hangenden Deckeneinheit ist außerordentlich deutlich und wurde bereits von M. Blumenthal (1936) beschrieben. Die südfallenden (westlich der Hinterüntschen-Alpe wurde auch nördliches Einfallen beobachtet) Schichten der Oberen Fanóla-Serie waren gegenüber tektonischen Beanspruchungen weitaus widerstandsfähiger und zeigen bereits wenige Meter unter der Überschiebungsbahn normale Lagerungsformen. Noch eindeutiger sind die Kontaktverhältnisse zu den Sedimenten der Oberostalpinen Decke (s. Taf. 9, Fig. 3).

c) Zur großtektonischen Stellung der sogenannten Randzone der Oberostalpinen Decke

Die verschürften Sedimente unter der Oberostalpinen Decke waren lange Zeit hindurch stark umstritten. Die Ansicht von E. Kraus (1932), der sie der Hangendserie der Oberstdorfer Decke (Birnwangschichten) zurechnete, mußte nach der Klärung der Altersverhältnisse revidiert werden. Andere Forscher (M. Blumenthal 1936) leiten sie unmittelbar aus dem oberostalpinen Faziesbereich ab. M. Richter hat den von J. Cadisch (1921) geprägten Begriff der Aroser Schuppenzone auf den gesamten Bereich zwischen Graubünden und dem Allgäu ausgedehnt und damit die unterostalpine Stellung der Randzonengesteine betont.

Die Spezialaufnahme in dem neukartierten Gebiet kann die letzte Ansicht bestätigen. Die Faziesverhältnisse der Zone weichen weitgehend von denen des Oberostalpin ab. Der einförmigen Kreidemergel-Entwicklung der nördlichen Randschuppen steht eine stark differenzierte Sedimentation in der „Randzone" gegenüber, die zum Teil von tonigen und sandig-quarzitischen Ablagerungen von Flyschcharakter beherrscht wird. In diesem Zusammenhang sind die neueren Ergebnisse der Mikropaläontologie von besonderem Interesse. Fr. Bettenstaedt (1958) stellt fest, daß die Faunengemeinschaften gelegentlich auf enge Beziehungen zu den Flyschserien des Südlichen Vorarlberger Flyschzuges hinweisen, womit der von M. Richter frühzeitig betonte Zusammenhang Aroser Zone — Flyschzone unterstrichen wird.

Von Bedeutung sind die gelegentlichen Funde von Glaukonitquarziten, die für den Gault des Unterostalpin typisch sind, vor allem aber der Nachweis von Ophiolithen. Betrachtet man den Aufschluß im Tal der Bregenzer Ach im großtektonischen Rahmen, so erweist er sich als Glied einer Kette von nunmehr zahlreichen Vorkommen, die vom Gebiet der Typuslokalität Arosa bis zum Allgäu in petrographisch gleicher Beschaffenheit die kretazischen Randsedimente der Oberostalpinen Decke durchsetzen.

Die Einbeziehung von oberostalpinen Sedimentanteilen in die „Randzone" steht durchaus im Bereich der Möglichkeit. Dazu gehören vielleicht die Aptychenkalke und das Couches rouges-Vorkommen der Grauen Furggel nördlich des Zitterklapfens. Bei den komplizierten Lagerungsverhältnissen ist eine Entscheidung nicht immer leicht zu treffen.

II. Gräshornschuppe

Mit diesem von J. Gubler (1927) geprägten Namen wird die nördlichste Baueinheit der Oberostalpinen Decke im Arbeitsgebiet bezeichnet. Sie beginnt als tektoni-

sche Mulde am Westrand des Gebietes und hebt bei starkem östlichem Achsenanstieg östlich der Linie Toblermann—Hornspitze in die Luft aus.

a) Schichtenfolge

1. Hauptdolomit

Der Hauptdolomit der norischen Stufe ist ein mittelgraues, zuckerkörniges, fossilfreies Gestein. Er zeigt gelegentlich feine Schichtung und gute Bankung. Die maximale Mächtigkeit läßt sich wegen der zum Teil intensiven Spezialtektonik nur mit annähernder Genauigkeit angeben. Sie beträgt etwa 150 Meter. Schroffe, vegetationsarme Felswände, steile Bergformen (Annalper Stecken, Wildes Gräshorn) lassen ihn in der Landschaft auffällig hervortreten.

2. Rhät

Über der gleichförmigen Entwicklung des Nor setzt das Rhät mit einer wechselvollen Folge fossilreicher Mergel und Kalke ein. Trotz der örtlich sehr unterschiedlichen faziellen Ausprägung und schwankenden Mächtigkeit läßt sich nach Th. Benzinger (1929) in der Sedimentation eine Gesetzmäßigkeit feststellen: Der dickbankige Rhätkalk nimmt im Schichtprofil eine mittlere Lage ein. Er wird von einer dunklen Mergelserie (untere Kössener Schichten) unterlagert; im Hangenden stellen sich vorwiegend Kalkbänke ein, die mit Mergeln wechsellagern (obere Kössener Schichten). Auf die Spezialprofile Benzinger's vom Ostrand der Mulde sei verwiesen.

Ein 300 m ostsüdöstlich des Grünen Gräshorns aufgenommenes Profil zeigt über dem Hauptdolomit 25 m untere Kössener Schichten. Im Liegenden wechsellagern mit über meterdicken schwarzen Schiefern und braunen Mergeln bis 50 cm mächtige, zum Teil spätige Kalkbänke, reich an Muschel- und Krinoidenresten. Im Hangenden sind in braune Mergel bis 25 cm dicke blaugraue, feinkörnige Kalke knollig eingelagert. Der Rhätkalk, ein feinkörniger blaugrauer, schrattig verwitternder Kalk, ist mit einer Mächtigkeit von 15 m aufgeschlossen. Die oberen Kössener Schichten sind tektonisch reduziert.

Die für die oberostalpine Schichtenfolge typische Erscheinung, daß Faziesgrenzen tektonisch überschliffen werden, trifft für die Rhätserie in besonderem Maße zu. Oft sind zwischen Hauptdolomit und den Fleckenmergeln des Lias nur wenige Meter stark gequetschter Kössener Mergel erhalten; mitunter fehlt das Rhät ganz. Der Rhätkalk hat indessen eine weit größere Verbreitung als auf der geologischen Karte von O. Ampferer & Th. Benzinger angegeben ist. Am Nordflügel der Gräshornmulde, nördlich der Alpe Neugunten und östlich des Dürrebaches, kann seine Mächtigkeit 20 m übersteigen. Die maximale Gesamtmächtigkeit der Rhätserie beträgt etwa 70 bis 80 m.

3. Lias

Roter Liaskalk

Dieses tiefste Schichtglied des Lias ist südlich des Annalper Steckens und auf dem Hauptdolomitgrat 450 m östlich davon mit 4 m Mächtigkeit, nördlich von Pkt. 2137 und am Hörndle mit 2 m und südlich des Grünen Gräshorns mit 3 m Mächtigkeit auf-

geschlossen. Der Kalk setzt mit dicker Bankung unvermittelt über den Kalken und Mergeln der oberen Kössener Schichten ein. Er ist dicht bis grobspätig und uneinheitlich gefärbt; grünliche, graue und braunrote Farbtönungen wechseln. Oft werden nur dünne, tiefrote Schlieren in einer einheitlich hellgrauen Bank beobachtet.

Spatkalke

Der bunte Liaskalk wird faziell vertreten und überlagert von maximal 10 m mächtigen hell- bis dunkelgrauen, spätigbrekziösen Kalken mit einem reichen Gehalt an Echinodermenresten, Belemnitenbruchstücken und Ammoniten. Sie sind auf dem Südflügel der Gräshornmulde lediglich auf den Südabhängen des Grünen Gräshorns mit 1 bis 2 m Mächtigkeit nachweisbar. Der Nordflügel zeigt sie häufiger und mit größerer Mächtigkeit erschlossen.

Liasfleckenmergel

Die Fleckenmergel, welche die Hauptmuldenfüllung darstellen, sind im einzelnen deutlichen Faziesänderungen unterworfen. In den Ostabbrüchen zwischen Pkt. 2137 und dem Hörndle ist der normale Muldenbau sehr gut sichtbar (s. Taf. 12, Prof. L—M, Fig. 2). Hier entwickeln sich über dem roten Liaskalk bzw. den Spatkalken 5—10 m mächtige dünnbankige, kaum gefleckte Kalke in hellgrauer, feinkörniger Ausbildung. Darüber findet sich eine ca. 130 m mächtige Wechsellagerung von typischen mittelgrauen Fleckenkalken und hellanwitternden schiefrigen Mergeln. Der Muldenkern wird von einer düsteren Folge schwärzlicher oder dunkelgraubrauner, schiefrig-stükkiger Mergel eingenommen, die mit einer Mächtigkeit von 50 m aufgeschlossen ist.

Westlich des Dürrebaches sind die tektonischen Verhältnisse weitaus komplizierter als im Osten. Die Kartierung ergab jedoch, daß auch hier mit einem Muldenbau zu rechnen ist. Der Südflügel zeigt eine mächtige Liasentwicklung, die auf dem Nordflügel tektonisch stark reduziert ist.

Östlich des Grünen Gräshorns folgen über den geringmächtigen Spatkalken des Lias zunächst 45 m harte, witterungsbeständige Fleckenkalke. Sie sind feinkörnig und von hell- bis mittelgrauer Farbe; die Bankmächtigkeiten betragen im Mittel 30 cm. Schieferzwischenlagen fehlen fast ganz.

Die kalkige Sedimentation wird im Hangenden von einer vorwiegend mergeligen Serie mit schwärzlichen und dunkelbraunen Verwitterungsfarben abgelöst. Die Bankmächtigkeiten schwellen auf Meterdicke an. Vorwiegend treten schwarze und graue Mergelschiefer und Mergelkalke auf. Ihrem Ausstrich folgen die tiefen Tobelanrisse östlich des Grünen Gräshorns. Die Folge wird tektonisch stark beansprucht. Ihre Mächtigkeit läßt sich auf etwa 25—30 m veranschlagen.

Der Übergang in die für die Gräshornschuppe so typische kieselige Fazies des Lias vollzieht sich allmählich durch Zunahme des Sandgehalts. Der ost—westlich verlaufende Bergzug des Grünen Gräshorns baut sich aus dickbankigen, sandigen Mergeln und splittrigen, kieseligen Kalken auf. Die Kalke sind im frischen Bruch dunkelbläulichgrau. Die Fleckung verschwindet zum Teil ganz. Eine braune Verwitterungsrinde und scharfkantiger Verwitterungsschutt sind charakteristisch. Die Mächtigkeit wird durch die Spezialfaltung verschleiert. Sie dürfte mehr als 150 m betragen.

Nördlich des Grünen Gräshorns setzt über dem kieseligen Lias, durch eine wenige Meter mächtige, intensiv durchbewegte dunkle Mergelzone getrennt, abrupt eine

reine, etwa 40—50 m mächtige Mergel—Kalk-Sedimentation ein, mit welcher der Lias abschließt. Die feinkörnigen, hellgelblich anwitternden hellgrauen Kalke sind bis zu 20 cm gebankt. Die Größe der Flecken beträgt meist nur wenige Millimeter. Die weichen, etwas dünneren Mergelzwischenlagen (Probe 13) sind hellgraubraun. Das Lias-Alter dieser Serie ergibt sich eindeutig durch die Überlagerung von Radiolariten und Malmaptychenkalken nordwestlich des Wilden Gräshorns (s. Taf. 12, Prof. R—S, Fig. 3).

Die gleiche helle Fleckenmergelfazies ist in den wilden Felsabbrüchen nördlich der Neuguntenalpe aufgeschlossen. Hier werden gelegentlich schwach rote und grünliche Farbtönungen beobachtet (Probe 14). Die Proben 13 und 14 ergaben reiche, wenn auch stark korrodierte Faunen, bestehend aus Radiolarien, Ostracoden und kalkschaligen Foraminiferen. Bestimmbar waren *Frondicularia pupiformis* Häusler, *Nodosaria procera* Franke, *Lenticulina (Astacolus)* cf. *vetusta* (Orbigny), *Lenticulina (Planularia)* ex aff. *arietis* sowie *Dentalina* sp. Mehrfach wurde die Ostracodengattung *Ogmoconcha* gefunden. Diese Formen deuten auf höheren Lias.

4. Radiolarite (Callovien—Oxford)

Im Bereich der Gräshornschuppe ist dieses Schichtglied nur in den Nordwänden des Wilden Gräshorns und in kleinen Linsen auf dem Nordflügel der Mulde südlich des Annalper Stecken aufgeschlossen. Die petrographische Beschaffenheit ist die übliche: ein glasig-dichtes, aus Kieselsäure bestehendes Gestein mit hellgrauen, grünen oder roten Farben. Die Bankmächtigkeit schwankt zwischen wenigen Zentimetern und 10 cm. Die primäre Mächtigkeit läßt sich infolge tektonischer Reduktion nicht angeben.

5. Aptychenkalk (Malm)

Das östlichste Vorkommen von Malm-Kalken liegt in einem Bachanriß über den Abbrüchen nordwestlich der Neuguntenalpe, wo es bereits von M. Blumenthal (1936) entdeckt wurde. Ein auffälliger kleiner Turm erhebt sich 50 m westlich des Annalper Steckens aus den cenomanen Couches rouges-Mergeln. Der Nordgrat des Grünen Gräshorns wird dreimal von Aptychenkalk gequert. Der obere Lias enthält ihn östlich des Gratabschnitts Annalper Stecken—Grünes Gräshorn in einer metergroßen Linse tektonisch einverleibt. An der Grenze Couches rouges—Liasfleckenmergel sind Aptychenkalkblöcke regelmäßig aufgeschlossen. Die Mächtigkeit übersteigt an keiner Stelle 5 m. Das vorwiegend rote, knollig-flaserige Gestein weicht petrographisch von der am Nordrand der Oberostalpinen Decke üblichen Ausprägung ab; es erinnert vielmehr an die von O. Ampferer (1917) beschriebene Fazies vom Flexenpaß, die, schon südlicher einsetzend, bis zur Braunarlspitze verfolgt werden kann. Es fanden sich zahlreiche Belemniten und Aptychen, die nach Blumenthal der Gruppe der *sparsilamellosi, punctati* und *laevi* angehören.

6. Couches rouges

Im Zusammenhang mit dem Malmkalk von Neugunten sind zugleich erstmalig Kreidemergel in einem schmalen Fetzen nachweisbar. Sie tauchen südöstlich des Annalper Steckens erneut unter der Schuttbedeckung hervor und ziehen mit leuchtenden hellroten und hellgrauen Farben zwischen Liasflanken mit einer Ausstrichbreite von rund 50 m über den Grat Annalper Stecken—Grünes Gräshorn nach Westen. Mit stark

anschwellender Mächtigkeit nehmen die Couches rouges die untere Hälfte der vegetationslosen, wild zerfurchten Nordabstürze des Wilden Gräshorns ein; hier treten die bunten Mergel zugunsten einer dunklen Mergel–Kalk-Folge zurück. Eine Schlämmprobe (Probe 15) aus den bunten Mergeln lieferte eine reiche Fauna, die in ihren leitenden Arten weitgehend mit der Fauna in der Probe 12 übereinstimmt. Damit ergibt sich auch hier ein Cenoman-alter.

In einer Probe aus den dunklen Mergeln (Probe 16) fand sich neben uncharakteristischen sandschaligen Foraminiferen und Radiolarien mehrmals *Rotalipora apenninica* (Renz), die für den Bereich Cenoman bis Unter-Turon spricht.

In allen untersuchten Proben fehlten Anhaltspunkte für ein jüngeres als unterturones Alter der Couches rouges.

Auf die fazielle und tektonische Sonderstellung der Serie wird im folgenden Kapitel eingegangen.

b) Tektonik der Gräshornschuppe

Die tektonische Abspaltung der Gräshornmulde vom Hauptdolomit der Zitterklapfen-Kette läßt sich mit Hilfe der Kreidesedimente der Aroser Zone nachweisen (s. Kap. D, I a). Sie fehlen lediglich zwischen Hörndle und Hornspitze, wo die Trennungslinie durch eine tiefe Runse im Hauptdolomit angedeutet ist. Die Muldenfüllung von Jura und Kreide fügt sich einem Hauptdolomitrahmen ein, der sich nach Westen öffnet.

Die relativ einfachen Verhältnisse östlich des Dürrebachs werden durch Tafel 12, Prof. L–M, Figur 2, veranschaulicht.

Der seigerstehende Hauptdolomit-Südflügel schwillt nach der Tiefe zu stark an. Der ihm vorgelagerte Rhätkalk wird nach unten abgepreßt. Auch die spezialgefalteten Kössener Schichten erfahren eine kräftige tektonische Reduktion. Die Liasbasis des Nordflügels schiebt sich, spezialgefaltet und verschuppt, auf mehrere Meter mächtige, mürbe, braune Mergel der Kössener Schichten auf. Der mächtige Hauptdolomit-Nordflügel und das auflagernde Rhät werden intensiv spezialgefaltet.

Die Gipfelpartien des Hauptdolomitmassivs südlich des Toblermann, mit welchem die Gräshornschuppe im Osten endet, werden von einer enggepreßten, leicht nordvergenten Rhätkalkspezialmulde mit oberen Kössener Schichten im Kern aufgebaut. Der Hauptdolomit auf ihrer Süd- bzw. Südostseite läßt sich unschwer mit dem Hauptdolomit-Südflügel des Hörndle in Verbindung bringen.

Die Liasmulde zieht mit steilem, westlichem Achsenfallen zur Töbele Alpe hinab. Das nördlich Pkt. 2137 stark reduzierte Rhät des Nordflügels gewinnt dabei seine normale Mächtigkeit zurück, während es auf dem Südflügel nahezu völlig ausgequetscht wird. Eine Spezialaufsattelung mit abweichendem Streichen verläuft diagonal zum Muldenbau. Sie besteht im Kern aus Kössener Schichten, und Rhätkalk und wird gelegentlich von Liasspatkalken begleitet.

Westlich des Dürrebachs muß die Muldenbasis in weit größere Tiefe verlegt werden, da die Hangendentwicklung des Lias, Kiesellias und die dünnbankige Mergel–Kalk-Folge schon mit der Talsohle einsetzen (unter 1600 m) und der tiefste Aptychenkalkaufschluß bereits in einer Höhe von 1800 m vorgefunden wird. Die Schichten fallen allgemein steil nach Süden ein. Infolge von Verschuppungen und Spezialfaltung mit steilen B-Achsen (Neugunten) ist das Liasprofil in tieferen Lagen kaum noch zu erkennen. Die Muldenachse folgt dem Tal zwischen Annalper Stecken und Grünem

Gräshorn und dürfte weiterhin durch das Almgelände von Neugunten zu legen sein. Auf dem in höheren Lagen reduzierten, aber überall nachweisbaren Liasnordflügel ist die kieselige Fazies nicht vorhanden. Die mächtige Entwicklung des Rhät nördlich von Neugunten kann als ein Hinweis dafür betrachtet werden, daß in diesem Bereich auch der Liasnordflügel an Mächtigkeit zunimmt.

Für die Tektonik des Hauptdolomits ergeben sich westlich des Dürrebachs neue Gesichtspunkte. Ersteigt man das Grüne Gräshorn auf dem Ostgrat, so läßt sich in einer Höhe von etwa 2000 m ein deutlicher Sattelbau des Gräshorndolomits erkennen (Abb. 9). Bei einer kräftigen Überschiebung auf die jüngeren Muldensedimente wird das Rhät zum Teil völlig tektonisch reduziert. Die hier so deutlich ausgeprägte Faltenstirn läßt auch für andere Gebiete den Schluß einer primär sattelförmigen Anlage des Hauptdolomits zu.

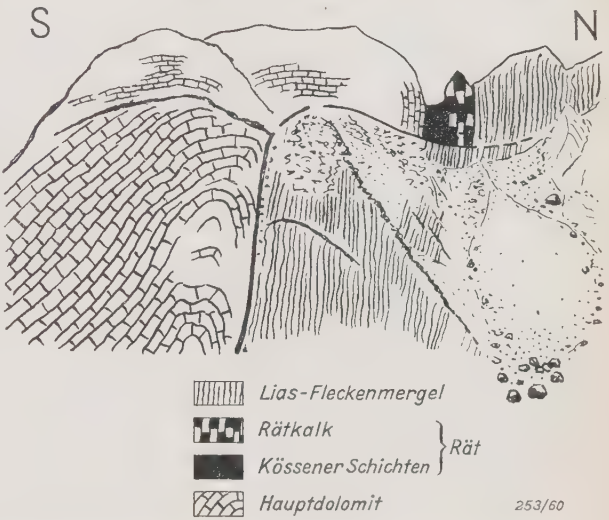


Abb. 9. Lagerungsverhältnisse auf dem Ostgrat des Grünen Gräshorns.

Die tektonischen Verhältnisse am West- und Nordrand der Gräshornschuppe verdienen eine besondere Behandlung, da bei früheren Bearbeitungen wichtige Umstände übersehen wurden, welche den ungewöhnlichen Bau zu verdeutlichen imstande sind. In der Arbeit von M. Richter (1956 b) wurden die ersten neueren Hinweise gegeben.

Der Hauptdolomit des Wilden Gräshorns wird außerhalb des Kartierungsgebietes nach Westen zu tektonisch ausgequetscht. Ebenso werden das Rhät und die düsteren Serien des Lias einschließlich der kieseligen Fazies des Grünen Gräshorns stark reduziert. Lediglich die helle Mergel–Kalk-Folge läßt sich bei gleichbleibender Mächtigkeit weit nach Westen verfolgen. Die auf dem Nordgrat des Grünen Gräshorns in diese Fazies eingeschuppte, mehrfach hin und her pendelnde schmale Aptychenkalkrippe wird von Kreidemergeln begleitet, die sich in den Nordwänden des Wilden Gräshorns zu dem mächtigen Band von Couches rouges verbreitern. In ihrem tektonisch Liegenden zieht eine 20—30 m mächtige Fleckenkalkrippe weiter zur Kriegbodenalpe hinab. Diese grenzt im Norden gegen die von der Alpe Neugunten heraufziehenden Couches rouges des Annalper Stecken, die überraschenderweise in den tieferen Tobelanrissen in einer Höhe von etwa 1800 m nahezu völlig aussetzen, so daß die Fleckenkalke nunmehr direkt auf die höchste Flyschserie des Südlichen Vorarlberger Flyschzuges auffahren (s. Taf. 12, Prof. R–S, Fig. 3). Sie lassen sich mit dem auf der Übersichtskarte von D. Richter (1956) angegebenen Fleckenkalkvorkommen weiter westlich verbinden. Die hellgrauen Kalke zeigen im Dünnschliff einen auffallend hohen Gehalt an Radiolarien. Bestimmbare Mikrofossilien wurden nicht gefunden.

Der Hauptdolomit-Nordflügel endet im Westen mit dem imposanten Felsklotz des Annalper Steckens. Der Schichtenverlauf läßt umlaufendes Streichen und steiles westliches Achsenabtauchen erkennen. Die höheren Schichtglieder passen sich der Hauptdolomittektonik an, was besonders durch die vom Grat Annalper Stecken—Grünes Gräshorn herabziehende Rhätkalkrippe augenfällig wird (s. Taf. 9, Fig. 4). Die unter den Nordwänden entdeckten Aufschlüsse legen Aptychenkalkfetzen und ein schmales durchlaufendes Band von Couches rouges frei. Letztere sind nun fortlaufend in allen Aufschlüssen als unmittelbare Unterlage des Hauptdolomits am Nordrand der Gräshornschuppe bis zu ihrem östlichen Ende nachzuweisen. Das östlichste Vorkommen zeigt, daß die Couches rouges weit unter die Gräshornmulde hinabreichen.

Über die großtektonische Stellung der Couches rouges sind widersprechende Ansichten geäußert worden, die von verschiedenen Voraussetzungen ausgingen. Betrachtet man ihre tektonische Position im Bau der Gräshornschuppe, so drängt sich die Vorstellung einer normalen Muldenfüllung auf, zumal auch auf dem Nordflügel südlich des Annalper Steckens über dem Lias kleine Radiolarit—Aptychenkalk-Linsen gefunden werden. Auch die tektonische Verknüpfung mit den Fleckenkalken westlich des aussetzenden Hauptdolomitrahmens scheint dafür zu sprechen. M. Blumenthal (1936) hat die westlich des Annalper Steckens am unmittelbaren Kontakt Couches rouges—Flysch erhaltenen sulzfluhkalkähnlichen Gesteinslinsen als Rhätkalke des ausgequetschten Nordflügels gedeutet. Bei der geologischen Kartierung fanden sich hier noch Reste von Radiolarit sowie ein Brocken eines dunkelgrauen, schalentrümmerreichen Oolithkalks, der den Kössener Schichten angehören könnte. — Besteht diese Ansicht zu Recht, so wären die am Nordrand der Gräshornschuppe gefundenen Couches rouges über einen Sattel von Hauptdolomit hinweg mit den Kreidesedimenten in Muldenposition zu verbinden. Das breite, vom Grünen Gräshorn nach Westen ziehende Couches rouges-Band mit Liasfleckenmergeln im tektonisch Liegenden wäre dann die herausgepreßte Füllung der tektonisch reduzierten und unter die Zitterklapfen-Schuppe hinabgezwängten Gräshornmulde.

Die fazielle Andersartigkeit der Couches rouges gegenüber den Kreidesedimenten der Künzelmulde (s. Kap. D, IV) ließe sich durch ein etwas jüngeres Alter erklären.

Andererseits stellen die Couches rouges der Gräshornschuppe mit ihrer großen Mächtigkeit für oberostalpine Verhältnisse einen ausgesprochenen Sonderfall dar. Die starken Anklänge an die unterostalpine Sulzfluhdecke sowie die ungewöhnliche und nicht ganz eindeutige Tektonik am Westrand der Gräshornschuppe machen eine großtektonische Zuordnung nach wie vor problematisch.

III. Zitterklapfen-Schuppe

Diese nächsthöhere tektonische Einheit der Oberostalpinen Decke baut die hochaufragende Zitterklapfen-Kette und das Massiv der Niederen Künzelspitze auf. Sie besteht aus einer mehr als 400 m mächtigen, einheitlich südfallenden Schichtplatte von Hauptdolomit, die mit wilden Nordabbrüchen in die Luft ausstreicht. An sie schließt sich im Süden eine Muldenzone mit jüngeren Sedimenten an. An der Basis des Hauptdolomits finden sich zwischen der Grauen Furggel und dem Wasserfall des Dürrebachs dunkle brekziöse, weißlich anwitternde Dolomite, deren hoher Bitumengehalt sich beim Anschlagen des Gesteins durch Geruch zu erkennen gibt und in schiefrigen Lagen in schwarzen, glänzenden Häuten tektonisch anreichert. Nach Mitteilung von B. Schüler wird diese Zone an der Hammerspitze im Kleinen Walsertal von Raibler Schichten unterlagert.

Das Generalstreichen der Schuppe beträgt zwischen Glattecker und Niederer Künzelspitze 75° und schwenkt östlich davon auf etwa 100° um. Der Hauptdolomit wird in diesem Bereich entgegen der bisherigen Auffassung in seiner Mächtigkeit sehr stark reduziert. Südwestlich der Schiedle-Alpe hat sich die Ausstrichbreite zwischen den Sedimenten der Muldenzone und einem unterlagernden Vorkommen von Liasmergeln auffallend verschmälert. Das völlige Aussetzen der Schuppe östlich der Bregenzer Ach läßt sich in den Tobelanrissen südlich von Zellboden nachweisen, wo im Liegenden der hier erstmalig kartierten Muldensedimente (s. Kap. D, IV) nur noch wenige Meter mächtige Hauptdolomitlinsen aufgeschlossen sind.

Die Fallwerte schwanken in morphologisch tieferen Lagen um einen mittleren Wert von 45°. In den Gipfellagen richten sich die Schichten in der Regel bis zu seigerer Stellung auf. Diese Tendenz kann als ein allgemeiner Hinweis dafür betrachtet werden, daß die horizontale Bewegungsrichtung des Deckenschubs bei der Anpressung an die nördlich vorgelagerten Deckeneinheiten in den Stirnteilen der Oberostalpinen Decke nach oben abgelenkt wird.

Die Spezialtektonik der Zitterklapfen-Schuppe besteht in schwachwelligen Verbiegungen der Schichtplatte, die sich vor allem auf der Südabdachung des Massivs der Niederen Künzelspitze mehrfach beobachten lassen. Sehr charakteristisch sind flache Überschiebungen geringen Ausmaßes; sie schneiden die steiler einfallenden Schichten des Hauptdolomits unter spitzem Winkel. An ihnen kommt es zu leichten Schichtverstellungen, welche eine enggepreßte Spezialfaltung vortäuschen können.

Th. Benzinger (1929) hat in den Westwänden der Niederen Künzelspitze eine Sattelstruktur mit einer nordwärts anschließenden Mulde zu sehen geglaubt, eine Auffassung, die trotz sorgfältiger Beobachtungen nicht bestätigt werden konnte. Die Muldenstruktur wäre nach ihm eine Fortsetzung der Gräshornmulde. Die Kartierung hat die tektonische Loslösung der Gräshornschuppe vom Hauptdolomit des Zitterklapfens ergeben, so daß sich eine derartige Verbindung ohnehin verbieten würde.

IV. Die Muldenzone zwischen Hoher und Niederer Künzelspitze

a) Schichtenfolge

Der Hauptdolomit des Zitterklapfens wird von jüngeren oberostalpinen Sedimenten normal überlagert. Sie umfassen das Rhät, den gesamten Jura und das Cenoman. Die Kreidesedimentation besteht aus plattigen, gefleckten, vorwiegend hell- bis mittelgrauen Mergeln mit gelegentlich roten Farbtönen. Untergeordnet treten Mergelkalklagen auf. Eine Schlämmprobe (Probe 17) ergab eine weißlich-kalkig erhaltene Fauna mit wenig charakteristischen Sandschalergattungen und vereinzelt Globigerinen aus der *cretacea*-Gruppe. Die Fauna deutet nach F. Bettenstaedt am ehesten auf den Bereich Hohes Alb bis Cenoman.

b) Tektonik der Muldenzone

Die enggepreßte Muldenstellung der Zone wird bereits in den Profilen von Th. Benzinger (1929) veranschaulicht. Generell ist der Südflügel durch die Aufschiebung des Hauptdolomits der Hochkünzel-Schuppe in seiner Mächtigkeit stark reduziert. Bei der Neuaufnahme von Pkt. 2225 nach Osten konnte die etwas schematisierte Kartierung Benzinger's verbessert werden. Sie ergab eine intensive Spezialtektonik innerhalb der Muldenzone.

Nördlich von Pkt. 2225 ist die nordvergente Mulde mit ihrem gesamten Schichtbestand aufgeschlossen. Der rote Liaskalk des Südflügels ist in die höheren Fleckenmergel tektonisch eingeschuppt. Das Rhät des Südflügels läßt sich entgegen der Darstellung von Benzinger durchgehend bis zum Kar zwischen den Künzeln nach Osten weiterverfolgen.

Im Tal der Gautmähder ist der Muldenbau im Streichen auf eine Strecke von 400 m stark gestört und unregelmäßig. Vor allem der Muldenkern wird von Verschuppungen, kräftigen Schichtreduktionen und lokalen Störungen betroffen. Der Hauptdolomit-Südflügel bleibt von der Tektonik relativ unberührt. Auffällig sind die Dislokationen im Lias und Rhät des Nordflügels, die durch eine Querstörung verursacht werden, welche sich vermutlich unter der Schuttverhüllung in den Hauptdolomit der Niederen Künzelspitze forterstreckt. Die Einbeziehung dieser Störung in eine lang hinziehende „Querverwerfung" Benzinger's (Rothorn—Gautalp-Querverwerfung) wird durch die Neukartierung unwahrscheinlich gemacht. Östlich daran anschließend ist bis zum Kar zwischen den Künzeln ein normaler Muldenbau festzustellen, der sich der Generalstreichrichtung von Zitterklapfen- und Hochkünzel-Schuppe anpaßt. Zwischen den Künzelspitzen tritt die Mulde mit dem markanten Aptychenkalkturm des Nordflügels weithin sichtbar in Erscheinung.

Das auf Tafel 12, Prof. G—H, Figur 1, dargestellte Profil verdeutlicht den auffälligen Vergenzwechsel in dieser Hochlage.

Südlich Hette ist der Schichtbestand der Mulde stark reduziert. Es fehlen erstmalig das Rhät des Südflügels sowie die cenomane Muldenfüllung. Muldenkern ist nunmehr der Aptychenkalk. Der Nordflügel zeigt eine mehrfache Verschuppung von Radiolariten und Liasfleckenmergeln, womit sich die zunehmende tektonische Beanspruchung der Muldenzone nach Osten zu ankündigt.

Über den weiteren Verlauf der Zone östlich der Störung der Glätte (s. Kap. D, V) bis zum Schiedlewald sind bisher nur Vermutungen geäußert worden. Aptychenkalke und Cenoman fanden sich, entgegen der Annahme von Benzinger, nicht in diesem Bereich. Dagegen wurden Kössener Schichten, Rhätkalk und Liasfleckenmergel angetroffen. Der Hauptdolomit der Niederen Künzelspitze wird von den Sedimenten normal überlagert. Im Hangenden der Zone lassen sich intensive Verschuppungen mit dem Hauptdolomit der Hohen Künzelspitze beobachten. Eine lokale keulenförmige Aufpressung von Rhätkalken inmitten von Liasfleckenmergeln veranschaulicht den veränderten tektonischen Charakter der Zone, die nunmehr die Funktion eines tektonischen Polsters zwischen zwei ausgeprägten Schuppenkörpern übernimmt. Sie findet an einer Querstörung westlich des Schiedlewaldes ein vorläufiges Ende.

Östlich der Bregenzer Ach lassen sich die Muldensedimente 1 km talabwärts bei Zellboden nachweisen, wo zwischen zwei Querabschiebungen unter dem Hauptdolomit-Nordrand der Oberostalpinen Decke Liasfleckenmergel mit einem Radiolaritrest, roter Liaskalk, Rhät und Hauptdolomitlinsen der Zitterklapfen-Schuppe in inverser Lagerung erhalten sind. Rhät und Lias sind fortan in gleicher Position und gleicher Lagerung bis fast zur Hinteruntschen-Alpe zu verfolgen.

V. Hochkünzel-Schuppe

Nach Th. Benzinger (1929) setzt die Hochkünzel-Schuppe auf der Südabdachung des Zitterklapfen-Massivs unvermittelt im Geißrücken mit einer sattelförmigen Aufwölbung des Hauptdolomits ein, der die im vorigen Kapitel behandelte Muldenzone

vorgelagert ist. Die von ihm erwähnte Sattelstruktur des Hauptdolomits von Pkt. 2225 steht außer Zweifel (s. Taf. 12, Prof. L—M). Ebenso ist die Überschiebung im Bereich der auflagernden Rhätkalke zwischen Glattjöchl und Schönegg zu bestätigen.

Eine weitere streichende Störung im Bereich von Mutenwangle hat indessen eine tiefer greifende Wirkung, als auf den Profilen von Benzinger dargestellt ist. Der flache Hauptdolomitrücken zwischen Glattjöchl und dem Tal der Gautmähder zeigt in mittlerer Lage eine Einschuppung von Kössener Schichten und Liasfleckenmergeln, die auf seiner geologischen Karte nicht dargestellt worden sind. Sie endet vor dem Hauptdolomit-Massiv der Hohen Künzelspitze.

Die Sattelstruktur von Pkt. 2225 wird von Benzinger auf alle Profile durch die Hochkünzel-Schuppe bis zum Üntschenjoch übertragen. Damit wird ihr Bau stark schematisiert. Der Schichtenverlauf in den Südostwänden der Hohen Künzelspitze, in welcher der Achsenverlauf seinen Kulminationspunkt erreicht, läßt eine muldenförmige Einsenkung erkennen, die an den Pilzsattel des Widdersteins im Kleinen Walsertal erinnert. Östlich der Störung der Glätte sind die geringe Ausstrichbreite des Hauptdolomits und die intensive Beanspruchung der Muldenzone ein Hinweis dafür, daß der Liegendflügel überhaupt in Verlust geraten sein mag.

Das Generalstreichen der Schuppe dreht an der Hohen Künzelspitze aus westsüdwestlicher in ostsüdöstliche Richtung ab, ähnlich der Zitterklapfen-Schuppe. Dieser Umstand und die Reduktion der letzteren verursachen das weite Zurückspringen der Flyschserien im Tal der Bregenzer Ach.

Das Vorgreifen des Hauptdolomits östlich der Bregenzer Ach wurde von jeher mit einer weitreichenden Querstörung begründet. M. Blumenthal (1936) schließt sich noch der Ansicht von R. v. Richthofen, A. Rothpletz und H. Mylius an, während Th. Benzinger „das ungestörte Zusammenpassen" der Elemente östlich und westlich der Bregenzer Ach feststellt und damit das Richtige trifft. Doch ging auch er noch von der Vorstellung einer tektonischen Verschweißung von Zitterklapfen- und Hochkünzel-Schuppe aus, die durch den Nachweis der Muldensedimente am Nordrand der Oberostalpinen Decke widerlegt werden kann. Betrachtet man die geologischen Verhältnisse, so erklärt sich der weite Vorstoß der Hochkünzel-Schuppe einwandfrei aus der flacheren Lagerungsform bei gleichzeitiger Achsendepression. Der im Gaißbergwald normal von einer mächtigen Rhätkalkplatte überlagerte Hauptdolomit zeigt zunächst steile Lagerung, legt sich aber schon östlich der Bettlerküche flach, wobei sogar Nord- bzw. Nordosteinfallen beobachtet wird, und versteilt sich erst wieder über dem Rilterswald. Das segmentartige Vorspringen der Schuppe mit zum Teil nord—südlichen Streichrichtungen ist noch ausgeprägter als — spiegelbildlich dazu — auf der Westseite der Bregenzer Ach. Das Achtal erweist sich damit als primär angelegte Schwächezone im Kalkalpen-Nordrand ohne Querstörungen mit großen horizontalen Verschubweiten.

Die dicht mit Latschen bestandenen Nordabhänge des Hauptdolomits zwischen Hummelwald und dem Alpeleskopf gewähren keinen zusammenhängenden Überblick über die örtlichen Lagerungsverhältnisse. Die Sedimentation der norischen Stufe schließt hier mit feinkörnigen, dunklen, im frischen Bruch stumpfgrauen Kalken ab. Bemerkenswert ist eine bei Tschalp in einer Bank gefundene Einlagerung von dunkelgraubraunem Hornstein. Im Gratprofil Üntschenjoch—Alpeleskopf ist ein deutlicher Sattelbau des Hauptdolomits mit flacher Südflanke und überkippter Nordflanke zu erkennen (s. Abb. 6), der indessen nur lokale Bedeutung hat. Am Gaißfuß und nordwestlich des Heiterberges sind nordvergente Spezialfalten aufgeschlossen. Die Nordflanken der Sättel sind überkippt, die Muldenumbiegungen meist scharf abgeknickt. Ob für

das gesamte Gebiet mit einem enggepreßten Sattelbau im Sinne von Benzinger zu rechnen ist, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Die Lagerung im Achtal spricht dagegen.

Störungen:

Westlich der Bregenzer Ach wurden im Bereich der Hochkünzel-Schuppe drei ausgeprägte Querabschiebungen kartiert. Die westlichste verläuft durch das Hauptdolomitmassiv der Hohen Künzelspitze. An ihr endet unvermittelt das verschuppte Rhät des Glattjöchl. Der westlich gelegene Teil der Mulde zwischen den Künzelspitzen springt um mindestens 100 m nach Norden vor.

Die Störung der Glätte wurde bereits von Mylius (1909) und Benzinger (1929) beschrieben. Auffällig ist die starke Verschmälerung des Hauptdolomits und der Muldenzone östlich der Störung, die auf eine stärkere Überschiebungstendenz hinweist. Die Schuppentektonik im Rhät und Lias nordwestlich der Gemsalpe (nicht mehr auf der geol. Karte dargestellt) steht damit in Einklang. Die Schleppungserscheinungen an den Rhätkalken der Muldenzone sowie zwei im Bereich des Hauptdolomits in die Störungszone eingeschleppte Linsen von Kössener Schichten deuten darauf hin, daß an der Abschiebungsfläche infolge der Schuppentektonik eine Vorversetzung der Ostscholle erfolgt ist. Die Störung von Gieble schneidet die Muldenzone im Osten ab.

Östlich der Bregenzer Ach ließen sich fünf größere nordwest—südost-streichende Störungen feststellen, welche gleichfalls den Charakter von Querabschiebungen besitzen und die Hauptdolomitplatte in Horste und Gräben zerlegen.

E. Quartär

Der mittlere Teil des Kartierungsgebietes wurde während des Pleistozäns vom Bregenzer-Ach-Gletscher glazial überformt. Aus dem Lechgebiet kommend durchbrach er, stark eingeengt, zwischen Heiterberg und Hoher Künzelspitze den Nordrand der Oberostalpinen Decke. Die gerundeten und abgeflachten Formen zwischen Pkt. 2225 und der Hohen Künzelspitze sprechen dafür, daß das Glattjöchl gerade noch vom Eis überschritten wurde. Das Flyschgebirge setzte der Glazialerosion einen geringeren Widerstand entgegen. In dem stark verbreiterten Achtal treten die härteren Gesteinsserien morphologisch als Querriegel in Erscheinung. Es sind dies die Planknerbrücke-Serie und die Gesteine der helvetischen Mittel- und Oberkreide. Eine neue Sperrmauer, das Juragewölbe der Canisfluh, engte den Gletscher wiederum stark ein.

Während die Moränenmassen im Achtal weitgehend entfernt worden sind und nur noch in der Umgebung von Schalzbach und Bad Hopfreben größere Verbreitung besitzen, sind in den Seitentälern vielfach die Moränen der Rückzugsstadien erhalten geblieben. Ausgeprägte Wallform beobachtet man an den Moränen der Töbele-Alpe und der Gaut-Hütte, die vermutlich dem γ-Stadium (Gschnitzstadium) angehören. Mächtige Massen erfüllen das Dürrebachtal bei Boden Vorsäß. Die Ebenheiten in den höheren Lagen sind häufig von Moränenmaterial bedeckt. Dazu gehören die Umgebung der Annalpe, der Hinterüntschen-Alpe, der Käckelalpe, der Wanne etc. Der Geschiebebestand der Moränen setzt sich aus den Gesteinen des Ostalpin und des Flysch zusammen. In den Hochtälern des ostalpinen Gebirges sind die Zeugen der postglazialen Vereisung infolge rascher Erosion und starker Schuttverhüllung kaum nachweisbar.

Die Morphologie des Achtales von Schoppernau läßt deutliche Flußterrassenränder erkennen. Geschichtete postglaziale Flußschotter sind zur Zeit bei Vorderhopfreben angeschnitten.

Das heutige Landschaftsbild steht in strenger Abhängigkeit von Tektonik und Gesteinscharakter. An die flachen südfallenden Schichttafeln des Helvetikum grenzen die vegetationsfreundlichen Flyschberge mit geschwungenen, zugespitzten oder gerundeten Formen, die von zahlreichen Runsen mit starker Schuttführung zerschnitten sind. Alpine Verhältnisse mit steilen Gipfeln und scharfen Graten setzen erst mit dem ostalpinen Gebirge ein. Hier ist die selektive Erosion besonders stark ausgeprägt.

Im Flyschgebirge tritt der Reiselsberger Sandstein mit kräftiger Blockschuttbildung hervor. Anmooriger Boden nimmt südöstlich der Breitenalpe und an der Alten Hornbachalpe größere Flächen ein. Kalktuffbildung ließ sich in Schalzbach bei Pkt. 1095 beobachten. Der Bachschuttkegelbildung der großen Bäche (Dürrebach, Schrannebach, Schrecksbach) wird erst in neuester Zeit durch Verbauung Einhalt geboten.

Die Gehängeschuttbildung des Hauptdolomits gehört zu den auffallendsten Erscheinungen der jüngsten geologischen Vergangenheit. Sie erreicht in den etwa 1 qkm großen Schalzbacherriesen, die sich mit über 500 m Höhenunterschied von den Wänden der Niederen Künzelspitze bis zum Achtal herabziehen, ein gewaltiges Ausmaß. Die versickernden Niederschläge treten über dem anstehenden Flysch des Uferrandes in starken Überfallquellen aus. Große Schuttmassen verhüllen zum Teil die jüngeren Sedimente am Nordrand der Zitterklapfen-Kette und im Bereich der Muldenzone zwischen Niederer und Hoher Künzelspitze.

Das gesamte neuaufgenommene Gelände gehört zum Einzugsgebiet des Rheins.

F. Zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse

Die Argenfazies der mittleren helvetischen Kreide ist erst westlich der Bregenzer Ach typisch entwickelt.

Die Liebensteiner Decke konnte im Aufnahmegebiet nicht nachgewiesen werden.

Die Feuerstätter Decke ist lediglich durch ihr höchstes Schichtglied, die Oberen Junghansenschichten, vertreten. Die Mächtigkeit unterliegt starken Schwankungen.

Die von Allemann, Blaser & Nänny (1951) für den Südlichen Vorarlberger Flyschzug aufgestellte Schichtenfolge gilt für das gesamte Kartierungsgebiet.

Die Mächtigkeit der Ofterschwanger Schichten wird von Ost nach West tektonisch stark reduziert.

Die Obere Fanóla-Serie zeigt in höheren Teilen bunte Schiefereinschaltungen.

Die Formen der Spezialtektonik lassen sich meist auf Gleitvorgänge zurückführen, welche den gesamten, einheitlich südfallenden Schichtenstoß der Flyschdecke durchsetzen.

Eine Einschuppung von Sedimenten der Aroser Zone wurde südlich der Güntli-Spitz im Bereich der Oberen Fanóla-Serie entdeckt. Sie beweist die Fortsetzung der Wannenberg-Schuppe im Kleinen Walsertal nach Westen.

Die Gesteine der Randzone unter der Oberostalpinen Decke wurden an deren Nordrand sowie zwischen Zitterklapfen- und Gräshornschuppe fast durchgehend nach-

gewiesen. Ein Ophiolithvorkommen im Bregenzer Achtal sowie der Faziescharakter der cenomanen Sedimente deuten auf eine unterostalpine Herkunft (Aroser Zone) hin.

Feuerstätter Decke und Aroser Zone nehmen eine fazielle und tektonische Sonderstellung ein.

Die Gräshornschuppe ist ein tektonisch selbständiger muldenförmiger Bauteil der Oberostalpinen Decke. Sie gleicht in ihrem Baustil der Schuppe der Bärenweide im Kleinen Walsertal.

Die großtektonische Zugehörigkeit der Couches rouges an ihrem West- und Nordrand läßt sich aus den lokalen geologischen Verhältnissen nicht eindeutig ableiten.

Die bei Garsella im Großen Walsertal einsetzende Zitterklapfen-Schuppe besteht im Kartierungsgebiet aus einer einheitlich südfallenden Hauptdolomitplatte. Sie endet im Tal der Bregenzer Ach.

Die Sedimente der Muldenzone zwischen Zitterklapfen- und Hochkünzel-Schuppe liegen östlich des Bregenzer Achtales am Nordrand der Oberostalpinen Decke.

Der südlich angrenzende Hauptdolomitzug gehört ausschließlich der Hochkünzel-Schuppe an. Er läßt sich in den Hauptdolomit des Kleinen Widdersteins weiterverfolgen.

Eine Querstörung im Bregenzer Achtal mit großem horizontalen Versatz ist nicht anzunehmen.

Der Nordrand der Oberostalpinen Decke wird von einer intensiven Schuppentektonik beherrscht. Die primär angelegten Sättel und Mulden sind tektonisch stark überprägt.

Schrifttum

Allemann, F. & Blaser, R.: Vorläufige Mitteilungen über die Flyschbildungen im Fürstentum Liechtenstein. — Eclogae geol. Helv., **43** (1950), Nr. 2, S. 187—200, Basel 1951.

— & Nänny, P.: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. — Eclogae geol. Helv., **44**, S. 159—168, Basel 1951.

Ampferer, O.: Über das Juraprofil von Zürs am Flexenpaß. — Verh. geol. Reichsanst., S. 40—42, Wien 1917.

— : Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales (mit einem petrogr. Teil von W. Hammer). — Jb. geol. Bundesanst., **80**, S. 103—146, Wien 1930.

— : Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. — Jb. geol. Bundesanst., **81**, S. 177—216, Wien 1931.

— & Benzinger, Th.: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen i. M. 1 : 25 000. — Geol. Bundesanst., 125 S., Wien 1932.

Benzinger, Th.: Zur Geologie des Quellengebietes der Bregenzer Ache. — Jb. geol. Bundesanst., **79**, S. 425—478, Wien 1929.

Bettenstaedt, Fr.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — Z. deutsch. geol. Ges., **109**, S. 566—592, Hannover 1958.

Blumenthal, M.: Kurze Notiz über die stratigraphisch-tektonische Aufteilung der ultrahelvetisch-austriden Grenzzone in Vorarlberg und im Allgäu. — Jb. geol. Bundesanst., **86**, S. 197—201, Wien 1936 (1936 a).

— : Die Allgäu-Decke in den Bergen des Großen Walsertales (Vorarlberg). — Eclogae geol. Helv., **29**, S. 449—479, Basel 1936 (1936 b).

Cadisch, J.: Geologie der Weißfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). — Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., **49**, 1. Abt., S. 1—91, Bern 1921.

Cornelius, H. P.: Zum Problem der exotischen Blöcke und Gerölle im „Flysch" des Allgäu. — Jb. geol. Bundesanst., **74**, S. 229—280, Wien 1924.

— : Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. — Geol. Arch., **4**, S. 1—14, München 1926.

Custodis, A. & Schmidt-Thomé, P.: Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd., Abt. B., **80**, S. 307—463, Stuttgart 1939.

Gubler, J.: Etudes géologiques dans le Vorarlberg central. — Thèse. Paris 1927.

Hagn, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Helvetikum und Flysch des Gebietes von Neubeuern am Inn (Oberbayern). — Geol. Bavarica, **22**, S. 1—136, München 1954.

Heim, A. & Seitz, O.: Die mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. — Denkschr. Schweiz. naturforsch. Ges., **69**, S. 185—310, Zürich 1934.

Karstens, I.: Geologie der südlichen Vorarlberger Flyschzone östlich der Bregenzer Ache. — Unveröff. Dipl.-Arb., Freie Univ. Berlin 1956.

Kienow, S.: Über Gleitfaltung und Gleitfaltschieferung. — Geol. Rdsch., **41**, S. 110—128, Stuttgart 1953.

Kockel, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. geol. Ges., **15**, S. 63—168, Wien 1922.

Kraus, E.: Der nordalpine Kreideflysch I. Geologische Forschungen im Allgäu und in Vorarlberg. — Geol. paläont. Abh., N. F., **19**, S. 1—138, 7 Taf., 58 Abb., Jena (Fischer) 1932.

— : Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch II. — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd., Abt. B, **87**, S. 1—243, Stuttgart 1942.

Lange, P.: Die Vorarlberger Flyschzone am Südrand des helvetischen Halbfensters zwischen Hoher Ifen und Widderstein im Kleinen Walsertal. — Geologie, **5**, S. 172—218, Berlin 1956.

Mylius, H.: Die geologischen Verhältnisse des Hinteren Bregenzer Waldes in den Quellgebieten der Breitach und der Bregenzer Ache bis südlich zum Lech. — Mitt. geogr. Ges., **4**, München 1909.

— : Jura, Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Hohem Ifen. — Mitt. geol. Ges., **4**, Wien 1911

Noth, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des Österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. geol. Bundesanst., Sonderbd. **3**, S. 1—91, Wien 1951.

Oberhauser, R.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Canisfluh und Hohem Ifen (Bregenzerwald). — Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck 1951.

Richter, D.: Über die Retterschwang-Decke bei Hindelang im Allgäu. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Jg. 1954, S. 385—392, Stuttgart 1954.

— : Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Großen Walserthales (Vorarlberg). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **103**, S. 341—374, Stuttgart 1956.

— : Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **105**, S. 285—372, Stuttgart 1957.

Richter, M.: Der Flysch in der Umgebung von Oberstdorf im Allgäu. — Jb. geol. Bundesanst., **72**. S. 49—80, Wien 1922.

— : Die Stellung der nordalpinen Flyschzone im Rahmen der Ostalpen. — Geol. Rdsch., **15**, S. 281—287, Berlin 1924 (1924 a).

Richter, M: Kreide und Flysch im östlichen Allgäu zwischen Wertach und Halblech. — Jb. geol. Bundesanst., **74**, S. 135—176, Wien 1924 (1924 b).

— : Das Problem des alpinen Wildflysch. — Geol. Rdsch., **18**, S. 155—160, Berlin 1927.

— : Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd., Abt. B, **63**, S. 1—62, Stuttgart 1930.

— : Der ostalpine Deckenbogen. — Jb. geol. Bundesanst., **80**, S. 497—540, Wien 1930. 1930.

— : Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Berlin (Bornträger) 1937.

— : Die größte Reliefüberschiebung der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Donau. — Geol. Rdsch., **35**, S. 166—167, Stuttgart 1948.

— : Neue Ergebnisse der Flyschforschung in den nördlichen Kalkalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 544—546, Hannover 1953.

— : Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und Osten. — Z. deutsch. geol. Ges., **108**, S. 156—174, Hannover 1956 (1956 a).

— : Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und Ill. — Geotekt. Symposium (Stille-Festschr.), S. 190—204, Stuttgart 1956 (1956 b).

— & Schönenberg, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 57—79, 21 Abb., Hannover 1955.

Richthofen, R. v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. — Jb. geol. Reichsanst., **10**, S. 72—137, **12**, S. 87—206, Wien 1859 u. 1862.

Scholtz, H.: Kleintektonik im Gebiet der Glarner Überschiebung. — Geol. Rdsch., **41**, S. 103—110, Stuttgart 1953.

Strobel, E.: Geologische Untersuchungen im Hohen Ifen—Gottesackergebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 675—708, Berlin 1930.

Wagner, G.: Rund um Hochifen und Gottesackergebiet. — Öhringen (F. Rau) 1950.

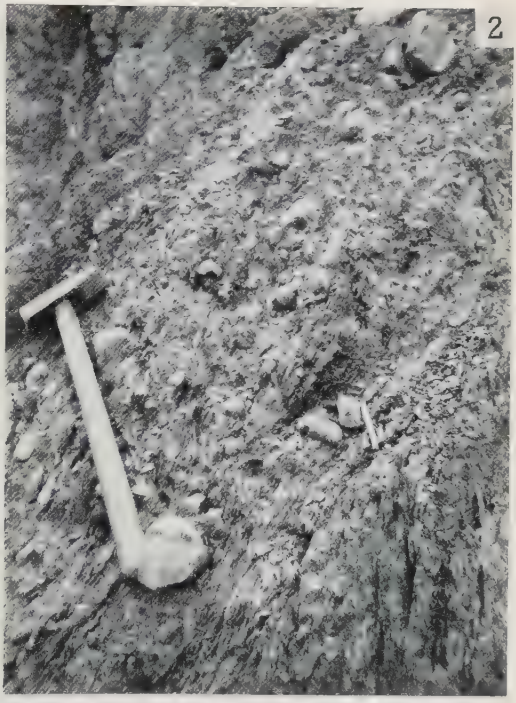
Erläuterung zu Tafel 9

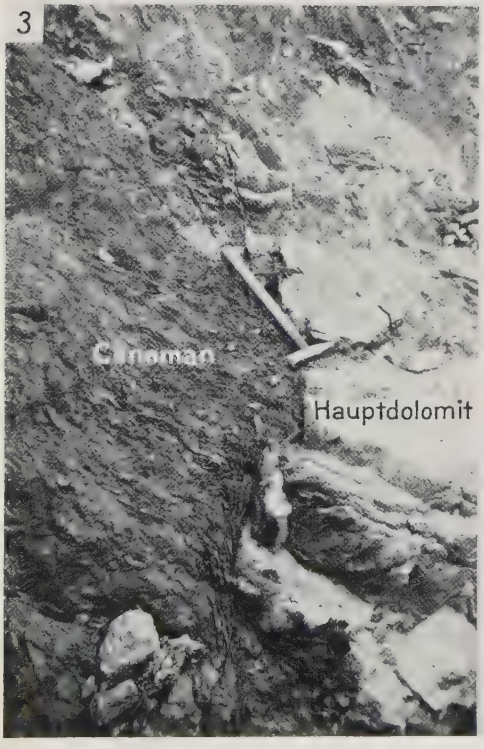
Fig. 1. Piesenkopfschichten im Schrecksbachtal, stark spezialgefaltet.

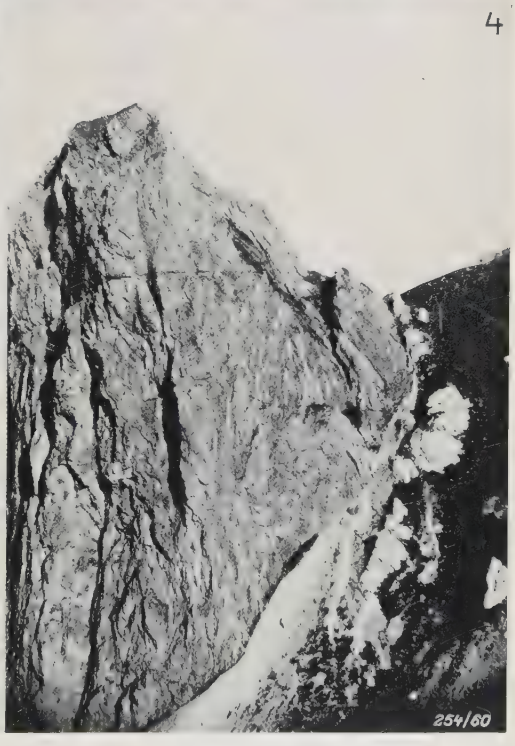
Fig. 2. „Rosinenmergel" der Aroser Zone bei Hirschbad unter den Nordwänden der Niederen Künzelspitze.

Fig. 3. Kontakt Ostalpin (Hauptdolomit) — Aroser Zone (Cenomanmergel) im Tobel südöstlich Zellboden.

Fig. 4. Umlaufendes Streichen am Annalper Stecken. Der Räthkalk erscheint als helle unterbrochene Kalkrippe. Unter Grasbedeckung rechts davor Liasfleckenmergel; am rechten Rand der Photographie ein mehrere Meter großer Klotz von Aptychenkalk, darunter (helle Anrisse) Couches rouges.







Tafel 9

Lebenslauf

Am 19. April 1931 wurde ich, HANS-BODO KALLIES, als Sohn des Verwaltungsangestellten ERICH KALLIES in Küstrin/Oder geboren. Ich besuchte dort die Volksschule und die Friedrich-Oberschule, weiterhin die Herder-Schule in Berlin-Charlottenburg und die Hermann-Göring-Schule in Landsberg a. d. W. Am 21. Juni 1949 legte ich an der Schiller-Schule in Berlin-Charlottenburg die Reifeprüfung ab. 1950 und 1951 war ich vorübergehend in der Berliner Stadtverwaltung beschäftigt. Am 17. Oktober 1952 ließ ich mich als Student der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Fachrichtung Geologie, an der Freien Universität Berlin immatrikulieren. Ich beendete mein Studium mit der am 6. März 1957 bestandenen Diplom-Prüfung. Während meiner Studienzeit leistete ich ein sechsmonatiges Praktikum im Bergbau und in der Erdölindustrie ab. Am 1. März 1958 legte ich das Doktorexamen an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität Berlin ab und war anschließend bei Herrn Professor Dr. M. RICHTER am dortigen Geologischen Institut als Hilfsassistent tätig. Vom 15. August 1958 bis zum 31. Dezember 1960 gehörte ich dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, an. Gegenwärtig bin ich bei der Seismos GmbH., Hannover, angestellt.